

Академия наук
СССР



А.А.Кадик, М.Я.Френкель

ДЕКОМПРЕССИЯ
ПОРОД КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
КАК МЕХАНИЗМ
ОБРАЗОВАНИЯ
МАГМ

Издательство «Наука»



Академия наук СССР

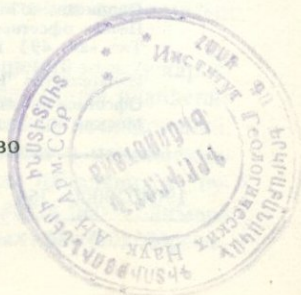
Ордена Ленина
Институт геохимии
и аналитической химии
им. В.И. Вернадского

А.А.Кадик, М.Я.Френкель

38/8
ДЕКОМПРЕССИЯ
ПОРОД КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
КАК МЕХАНИЗМ
ОБРАЗОВАНИЯ
МАГМ



Издательство
"Наука"
Москва
1982



А.А. Кади к, М.Я. Френкель. Декомпрессия пород коры и верхней мантии как механизм образования магм. М.: Наука, 1982.

В свете современных данных о плавлении силикатов при высоких давлениях в присутствии воды и углекислоты проанализирована роль летучих компонентов в процессах формирования основных типов магматических расплавов. Рассмотрена термодинамика фазовых превращений, которые испытывает водосодержащее силикатное вещество частично расплавленных элементов мантии или коры (диабазов, астенолитов, магматических колонн) в процессе их подъема к поверхности Земли. На основании результатов этого анализа предложены возможные схемы развития магматического процесса в водосодержащей мантии и коре Земли.

Табл. 3. Ил. 36. Библ. 214 назв.

Ответственный редактор

Н.И. ХИТАРОВ

Арнольд Арнольдович Кади к, Михаил Яковлевич Френкель

**ДЕКОМПРЕССИЯ ПОРОД КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
КАК МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМ**

*Утверждено к печати Ордена Ленина Институтом геохимии
и аналитической химии им. В.И. Вернадского АН СССР*

Редактор Т.В. Моспан. Редактор издательства О.А. Харнас
Художественный редактор М.В. Версоцкая. Технический редактор Г.И. Астахова

ИБ № 24135

Подписано к печати 26.07.82. Т-04398. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,5. Усл. кр.-отт. 7,8. Уч.-изд.л. 9,0. Тираж 1000 экз.
Тип. зак. 493 Цена 1р. 40к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Офсетное производство 3-й типографии издательства "Наука",
Москва К-45, ул. Жданова, д. 12/1

щение высокотемпературных порций мантийного вещества в область более низких давлений. В присутствии летучих компонентов температуры плавления перидотитовых пород в мантии достигаются, но существует ряд других причин, которые заставляют связывать развитие магмообразования с подъемом мантийного вещества.

Главной из них является весьма незначительная степень плавления, которую следует ожидать при ограниченном количестве летучих компонентов в мантии.

Плавление, сопряженное с декомпрессией пород, анализировалось рядом авторов [90, 69, 196], но главным образом для "сухих" систем. Это следует рассматривать в качестве весьма серьезного допущения, не позволяющего понять многие стороны магмообразования. Летучие компоненты оказывают существенное влияние и на температуру плавления пород, и на равновесия кристаллов с силикатной жидкостью. Как показали экспериментальные исследования последних лет, солидусные и ликвидусные поверхности силикатных систем, включающих летучие компоненты H_2O и CO_2 , характеризуются наличием температурных минимумов и максимумов [98, 113, 132, 139, 140, 175, 210]. Это накладывает ограничения как на возможность образования продуктов частичного плавления в коре и верхней мантии, так и на способность этих продуктов перемещаться к поверхности Земли.

Таким образом, плавление при адиабатической декомпрессии оказывается тесным образом связанным с режимом летучих компонентов в глубинах Земли. Именно это обстоятельство и заставляет обратить особое внимание на роль летучих компонентов, в первую очередь воды и углекислоты, в возникновении и развитии магмообразования [20, 21].

Прежде чем переходить к анализу роли декомпрессии пород коры и верхней мантии в их плавлении, авторы посчитали необходимым дать краткий обзор основных проблем, которые возникают при выяснении условий магмообразования: источники тепла для плавления, механизмы аккумуляции магматических жидкостей и их подъема к поверхности Земли, причины разнообразия в составе магм, взаимосвязь магмообразования с динамическими процессами в верхней мантии и коре. Этими вопросами, конечно, не исчерпывается проблематика, однако их изложение дает читателю возможность критического подхода к предлагаемой модели и демонстрирует сложность задачи в целом.

Обсуждение исходных положений анализа включает также рассмотрение наиболее важных физико-химических свойств магматических систем (закономерности плавления силикатов при высоких давлениях, энthalпия плавления, объемные эффекты плавления) и некоторых геофизических и геохимических данных об условиях проявления магматизма (распределение температур в коре и мантии как условия возникновения плавления; глубины образования магм и скопления вулканических очагов; взаимосвязь магматических явлений с динамическими процессами в коре и верхней мантии).

Содержание теоретической части работы определяется анализом термодинамики фазовых превращений в силикатных системах при адиабатической декомпрессии в присутствии летучих компонентов: декомпрессия расплава вдоль линий эвтектического равновесия, поверхности ликвиду-

са, декомпрессия, осложненная химическим и полиформным превращением силикатов. Рассмотрено влияние на декомпрессию разделения твердой и жидкой фаз, поступления в систему или ухода из нее летучих компонентов, теплообмена с окружающей средой.

На основании результатов проведенного анализа предложена общая схема развития магматического процесса в верхней мантии и коре в присутствии летучих компонентов. Она включает зависимость разнообразия состава магм от исходного теплосодержания пород, степени понижения давления и состава газов в областях частичного плавления; зависимость достижения магмами поверхности Земли от степени разделения жидкости и кристаллов; формирование главных масс магматических расплавов на небольших глубинах; возможный разогрев магм в областях низких давлений с некоторым повышением их температуры по сравнению с глубинными областями.

Глава 1

ПРОБЛЕМЫ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

В последние десятилетия магмообразование явилось предметом интенсивных экспериментальных и теоретических исследований, результаты которых обобщены в ряде монографий [11, 41, 172, 206]. Однако несмотря на прогресс в этом направлении, как справедливо отмечено Х. Йодером [11], многие вопросы генезиса магм остаются далекими от их решения. С физико-химической точки зрения могут быть выделены следующие проблемы, которые остаются предметом дискуссий: 1) источники тепла для плавления, 2) механизмы миграции и аккумуляции магматических жидкостей в областях частичного плавления, 3) механизмы интрузивной деятельности магм, 4) причины разнообразия в составе магм.

ИСТОЧНИКИ ТЕПЛА ДЛЯ ПЛАВЛЕНИЯ

В качестве возможных источников тепла для плавления пород предполагаются следующие: 1) тепло внутренних частей Земли, которое поступает в область плавления путем теплопроводности, подъема высокотемпературных масс мантии и привноса тепла гипотетическими потоками летучих компонентов; 2) генерация тепла долгоживущими радиоактивными изотопами; 3) тепло экзотермических реакций; 4) превращение механической энергии в тепловую при движении масс в мантии, падении метеоритов на поверхность планеты; 5) собственное теплосодержание поднимающихся высокотемпературных масс мантии и коры.

Привнос глубинного тепла путем теплопроводности является наиболее общей основой при рассмотрении зарождения магм в условиях геотермического поля Земли. При тепловых потоках, характерных для коры и верхней мантии ($\sim n \cdot 10^6$ кал/см² сек; [30]), возможно образование значительных количеств расплава за геологически приемлемые времена. Более сложным оказывается объяснение причин, по которым в недрах достигаются температуры плавления. Именно это обстоятельство заставляет привлекать подъем высокотемпературных масс Земли в качестве источников тепла для магмообразования в верхней мантии [112, 205].

Перемещение магматических расплавов к поверхности Земли само по себе является одним из существенных способов выноса глубинного тепла, и с ним может быть связано зарождение новых областей плавления. Такая гипотеза развивается некоторыми исследователями, которые видят в качестве одного из основных источников тепла для плавления пород коры и образования гранитов тепло высокотемпературных магм мантийного происхождения [12, 51].

Роль флюидов в переносе глубинного тепла и образовании магм наибо-

лее дискуссионна главным образом из-за отсутствия геохимических данных о высокой концентрации воды и других летучих в вулканических излияниях [32, 48].

2) Тепло, выделяемое при радиоактивном распаде долгоживущих изотопов ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , рассматривается геофизикой в качестве одного из важнейших источников внутреннего тепла Земли. При той скорости выделения радиоактивного тепла, которая должна быть характерной для пород верхней мантии $(1-0,2) \cdot 10^{14}$ кал/см³ сек [11], образование даже незначительного количества магмы (около 5%) должно потребовать времени порядка 10^8 лет. Если же процесс сопровождается удалением каждой вновь образованной порции расплава и соответствующим выносом радиоактивных элементов из области магмообразования, то в этом случае, как показывают расчеты [193], максимальная степень парциального плавления, которая может быть достигнута даже за такие большие отрезки времени, как 10^9 лет, не превышает 5%. Продолжительность наиболее крупных лавовых излияний базальтов на Земле гораздо меньше и составляет 10^7-10^8 лет [11; табл. 6-1].

3) Экзотермические химические реакции в силикатных системах с участием летучих компонентов в качестве возможного источника тепла для магмообразования рассмотрены рядом авторов [29, 39, 94, 96]. Расчеты показывают, например, возможность осуществления гранитообразования в коре под влиянием тепла, освобождающегося при реакциях метасоматического преобразования пород. В качестве вероятного источника тепла для плавления коры предлагаются также экзотермические реакции окисления восстановленных флюидов, поднимающихся из глубин мантии [29].

4) Предполагается несколько способов перехода механической энергии в тепловую, которые могут оказать влияние на плавление: диссипация тепла при вязком течении пород мантии (конвекция, подъем диапиров, магматических колонн) [56, 108, 120, 180, 182], разогревание пород вследствие трения при погружении литосферных плит в мантию [167, 31], высвобождение тепла при сдвиговых деформациях в мантии с самоускорением процесса по мере повышения температуры [115, 116, 117, 181], диссипация энергии приливов в твердом веществе Земли [181].

Возникновение плавления при превращении механической энергии в тепловую при тех или иных процессах в мантии зависит от условий диссипации образующегося тепла в окружающую среду. Если потери тепла невелики, то по существующим оценкам плавление оказывается возможным [167].

Подробный петрологический анализ роли сдвиговых деформаций мантии в генерацию магм был осуществлен Х. Шоу [180, 181]. Им был рассмотрен вариант самоускоряющегося процесса деформации, который должен быть обусловлен понижением вязкости мантийного вещества по мере выделения тепла и соответствующего повышения температуры. Снижение вязкости вызывает увеличение скорости деформации, что в свою очередь приводит к еще большему повышению температуры. При адиабатическом протекании процесса и при постоянном действии ориентированного давления в 100 бар высокая степень частичного плавления (более ~5%) может быть достигнута за 3-3,5 млн. лет, причем начиная с этих времен система испытывает резкое увеличение температуры доли расплава.

Дополнительный нагрев магматической жидкости за счет вязкого трения возможен и после ее формирования во время подъема из областей плавления к поверхности Земли. С.А. Федотов [56], оценивая вклад вязкого трения в нагревание астеносферных магматических колонн при их формировании под вулканическими островными дугами, пришел к заключению об его ограниченном характере. По полученным оценкам разогрев магм составляет около $1^\circ\text{C}/\text{км}$. Таким образом, значительное повышение температуры расплавов за счет вязкого трения возможно лишь при движении астеносферных магматических колонн с существенных глубин.

Предполагаемым механизмом маглообразования за счет собственного теплосодержания пород является плавление, сопряженное с адиабатической декомпрессией. Плавление пород коры и мантии как следствие понижения давления на них в глубинах Земли является одной из тех идей, к которой неоднократно возвращались исследователи [90, 91, 95, 135, 169, 197, 212]. Такое плавление оказывается возможным в адиабатических условиях благодаря понижению температуры плавления силикатов с уменьшением общего давления и эндотермическому характеру фазового превращения кристалл—расплав. При адиабатической декомпрессии плавление не зависит от способа понижения давления и определяется собственным теплосодержанием вещества.

Приближенные оценки эффекта адиабатического плавления основаны на использовании свойств однокомпонентной системы [169] или некоторой ее модификации [90]. В этом случае при равенстве теплоемкости твердой и жидкой фаз степень плавления определяется зависимостью

$$\frac{\Delta M_l}{M} = \frac{c_p \Delta T}{\Delta H_{\text{пл}}} \left(1 - \left(\frac{dT}{dP} \right)_S / \left(\frac{dT}{dP} \right)_{\text{sol}} \right), \quad (1-1)$$

где M — общая масса вещества; ΔM_l — приращение массы расплава; c_p — теплоемкость кристаллов и расплава; $\Delta H_{\text{пл}}$ — теплота плавления; $\Delta T = T_{\text{пл}}(P + \Delta P) - T_{\text{пл}}(P)$, $(dT/dP)_S$ — адиабатический (изоэнтропийный) градиент температуры; $(dT/dP)_{\text{sol}}$ — наклон линии плавления в координатах T — P . Плавление при декомпрессии, как видно из соотношения (1-1), возможно лишь при условии $(dT/dP)_{\text{sol}} > (dT/dP)_S$. Адиабатический градиент температуры связан с термодинамическими свойствами вещества следующим образом:

$$\left(\frac{dT}{dP} \right)_S = \frac{\alpha_v T}{\rho c_p}. \quad (1-2)$$

Здесь α_v — коэффициент термического расширения; ρ — плотность. Для "сухих" силикатных систем эта формула дает $(dT/dP)_S / (dT/dP)_{\text{sol}} \approx 0,1$. Отношение $c_p / \Delta H_{\text{пл}}$ для силикатов составляет обычно 300 — 400° , следовательно, для полного плавления силикатных фаз необходимо понижение температуры плавления на 300 — 400° или понижение давления на 30 — 40 кбар. Таким образом, модель однокомпонентного вещества показывает, что в принципе понижение давления, если оно достаточно велико, может оказать существенное влияние на плавление вещества Земли.

МЕХАНИЗМЫ МИГРАЦИИ И АККУМУЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ЖИДКОСТЕЙ В ОБЛАСТЯХ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ

Проблема, которая большей частью не решена до сих пор, заключается в определении механизма или механизмов миграции магм из областей плавления в верхние горизонты Земли или на ее поверхность, где формируются плутонические тела или имеет место вулканизм. При этом возникают два главных вопроса: способы аккумуляции силикатной жидкости в большие массы и их подъема к поверхности Земли. Необходимость рассмотрения первого из них следует из экспериментальных данных и геохимических расчетов, которые показывают, что главные типы магм основного и кислого состава являются продуктами частичного плавления пород коры и верхней мантии (около 10–30%). Таким образом, на каком-то этапе плавления должно происходить отжатие расплава от кристаллического остатка пород.

Предполагаются следующие способы отделения жидкости от кристаллов: 1) фильтрация расплава в межзерновом пространстве, 2) разделение жидкости и кристаллов во время течения частично расплавленных пород, 3) деформация кристаллического каркаса, включающего расплав, с перекристаллизацией зерен и отжатием жидкости, 4) осаждение кристаллов.

Ожидается, что фильтрация оказывается возможной, когда степень плавления достигает нескольких процентов и между зернами формируется система взаимосвязанных каналов. В этом случае моделью может служить движение флюидной фазы в пористой среде согласно закону Дарси [106, 193, 194, 200].

При предположении о кубической форме кристаллов и ламинарном характере течения расплава в межзерновом пространстве по цилиндрическим сквозным порам скорость фильтрации может быть определена как [194]:

$$V_I = \frac{(\rho_s - \rho_l) g b^2 \delta (x - x_0)}{24 \pi \eta}, \quad (1-3)$$

где ρ_s — плотность кристаллического каркаса, ρ_l — плотность силикатной жидкости, η — вязкость расплава, l — длина граней зерен кубической формы, δ — диаметр цилиндрических каналов между зернами, x_0 — общая пористость, x — пористость, определяемая сквозными вертикальными каналами цилиндрической формы. Согласно этой зависимости при вязкости базальтового расплава $\sim 10^2$ пуаз, $\rho_s - \rho_l = 0,7$ г/см³, $\delta = 0,2$ см, скорость миграции расплава при его объемной доле 1–10% составляет $\sim 10^3 - 10^4$ см/год, т.е. может быть достаточно велика. Более сложным вариантом является сочетание фильтрации расплава с восходящим движением пород мантии при конвекции или формировании диапиров в астеносфере [193]. В этом случае миграция расплава должна сочетаться с плавлением в результате декомпрессии пород и зависеть от скорости подъема мантийного вещества. Однако реальная роль фильтрации в образовании магматических масс остается в достаточной степени неопределенной из-за невозможности оценок момента возникновения сквозных пор и начала процесса фильтрации, размера сквозных пор и влияния на них перекристал-

лизации кристаллического каркаса. Неопределенным остается также и момент полного отделения жидкости от кристаллов [193, 194].

Используя принципы динамики потоков, можно показать, что малые доли расплава могут быть отделены от кристаллов при течении частично расплавленного вещества [184]. В основе модели лежит описание системы в виде двух механически взаимодействующих друг с другом потоков с существенно различной вязкостью расплава и зерен. Отношение скоростей движения кристаллов и расплава описывается зависимостью

$$\Psi = \frac{v_l - v_s}{v_s} = \frac{x_l^2 \eta_s a^2}{72l \eta_l}, \quad (1-4)$$

где v_l и v_s — вертикальная скорость течения жидкости и кристаллов, x_l — доля жидкости, η_l и η_s — вязкость потока жидкости и кристаллов, a — размер зерен, l — размер трубопровода, содержащего смесь кристаллов и расплава.

Согласно этой зависимости сегрегации будет способствовать увеличение доли расплава, размера зерен и разности в вязкости двух потоков. Как и в случае фильтрации, модель применима до тех пор, пока доля расплава так мала, что зерна контактируют и взаимодействуют друг с другом.

При высокой доле расплава (по-видимому, более 50%) определяющим механизмом разделения оказывается осаждение или всплывание кристаллов. Этот вид дифференциации прослеживается в интрузивных магматических телах и широко используется для объяснения эволюции магм после их отделения от исходного субстрата [60, 61, 62, 26].

МЕХАНИЗМЫ ИНТРУЗИВНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ МАГМ

Было предложено несколько моделей переноса магматических расплавов через верхнюю мантию и кору после отделения от исходного субстрата:

1) выдавливание магматического столба гидростатическими силами, связанными с разностью в плотностях между твердыми породами и силикатными жидкостями, 2) всплывание магмы к поверхности через твердые породы, 3) подъем магмы под влиянием избыточного давления, возникающего в области частичного плавления, как следствие увеличения объема, 4) подъем под влиянием механического воздействия силикатной жидкости на вышележащие породы с погружением отдельных блоков кровли и замещением освободившегося пространства магмами, 5) процесс магматической интрузии, происходящий в результате хрупкого разрушения упругой среды и сопровождающийся внедрением жидкой магмы в образовавшиеся таким образом трещины, 6) продвижение в верхние горизонты больших магматических масс по принципу зонного плавления с растворением и ассимиляцией пород кровли.

В рамках гипотезы "плавучести", т.е. подъема более легких магм по сравнению с окружающими породами, оценка скорости движения магмы основана на законе Стокса

$$v = 2gr^2\Delta\rho/9\eta,$$

где v — скорость подъема, g — ускорение силы тяжести, r — радиус жидко-

го тела, $\Delta\rho$ — разность плотностей жидкости и среды, η — вязкость среды. Этот механизм находит экспериментальное подтверждение [118, 169] и широко используется для объяснения подъема гранитных батолитов в коре [43, 54, 119] и астенолитов в верхней мантии [71]. Однако подобным образом нельзя объяснить подъем тяжелых ультраосновных магм, плотность которых оказывается выше плотности пород коры.

Условия восходящего движения магматических колонн под влиянием гидростатических сил были проанализированы С.А. Федотовым [55], который пришел к выводу об их ведущей роли в астеносфере.

Однако теория "плавучести" не может удовлетворительно объяснить механизм подъема в коре относительно тяжелых основных и ультраосновных магм, которые представлены на этих глубинах интрузиями крупного размера. С этой точки зрения подъем мантийных магм избыточным давлением представляется более удовлетворительным объяснением.

Выдавливание магмы под влиянием избыточной нагрузки было предложено А. Холмсом [129]. Главной силой подъема жидкости в этом случае является различие давлений, которое создается породами и столбом магмы. При радиальной протяженности базальтовых магматических столбов порядка 60 км оно может достигать 1 кбар, и, чтобы уравновесить это давление, магма должна подняться на высоту около 4 км над поверхностью Земли.

Созданию давления магматической жидкости в области частичного плавления может способствовать увеличение объема в областях частичного плавления пород верхней мантии и коры [43, 46]. Представляется, что по мере плавления возникшее избыточное давление должно обусловить хрупкие или упругие деформации перекрывающих пород и последующий подъем магмы. Уровень, который может быть достигнут магмой, определяется преимущественно величиной избыточного объема.

Однако, по оценкам С.А. Федотова, избыточное давление, возникающее при плавлении, вряд ли может быть постоянно действующим фактором подъема первичных магм из мантии ввиду достаточно высокой скорости деформации пород.

По мнению Дели [93, 95], продвижение гранитных магм в коре может быть обусловлено обрушением отдельных блоков пород кровли с их последующим погружением в магму и продвижением расплава вверх в освободившееся пространство. Ведущая роль подобного механизма подъема остается предметом дискуссии. Имеются попытки найти геологические доказательства роли магматического обрушения при внедрении гигантских даек габбро-сиенитового состава (Южная Гренландия) [3]. Одним из них является отсутствие растяжений в окружающих породах в моменты внедрения магмы.

Предполагается, что механизм обрушения играет более существенную роль на том этапе становления магматических тел, когда они достигают верхних горизонтов земной коры, где возрастает роль хрупких деформаций вмещающих пород [43, 45].

Механизм подъема магм под влиянием газового давления был предложен Дели [94, 95] и нашел широкую поддержку вулканологов [44]. Оценка его роли тесным образом связана с достижением магмами насыщенного состояния в отношении летучих компонентов. Расчеты показывают,

что при достижении магмами температур эвтектической кристаллизации в присутствии водно-паровой фазы в изохорных или близких к ним условиях давление в магматическом очаге может превысить давление окружающих пород на значительную величину (0,5–2 кбар) в зависимости от исходной концентрации летучих компонентов в магме. И эта сила могла бы быть причиной вулканических взрывов и выжимания магматического материала к поверхности Земли. Однако большинство вулканических продуктов поступает на поверхность при температурах, превышающих температуру эвтектики, и их дегазация может осуществляться лишь в приповерхностных условиях. Эти обстоятельства заставляют признать ограниченную роль летучих компонентов в качестве движущей силы подъема магм с больших глубин [19].

Как предполагается, перемещение магматических очагов в верхние структурные этажи коры и верхней мантии может быть обусловлено не только механическими причинами, но может также являться результатом глубокого химического взаимодействия расплава с веществом пород кровли по принципу зонного плавления [12, 25, 134]. В основе идеи лежит представление о конвективной неустойчивости магматических масс значительной радиальной протяженности в условиях гравитационного и геотермических полей мантии и коры Земли, с которой связывается направленный радиальный перенос тепла и вещества, кристаллизации и отделения летучих компонентов. В результате в очаге создаются благоприятные условия для плавления пород кровли, которое питается теплом, выделяемым при кристаллизации в нижних частях магматического тела. Следствием совместного развития кристаллизации и плавления, локализованных соответственно на нижней и верхней границах магматического очага, является перемещение всего расплавленного вещества вверх с уменьшением его мощности в процессе подъема. Это положение было сформулировано как принцип неустойчивости магматических очагов в земной коре и верхней мантии: раз рожденная магма за счет полученного тепла и его перераспределения в радиальном направлении взаимодействует с внешней средой путем ассимиляции и плавления, меняет свой состав во времени и поднимается из глубины Земли к поверхности.

Масштаб плавления пород кровли очага может быть оценен по приближенной зависимости

$$l = \frac{H \rho_l \Delta h}{c_p \rho_s \Delta T}, \quad (1-5)$$

где H — мощность (радиальная протяженность) магматического тела, l — мощность проплавленных пород, ρ_l и ρ_s — соответственно плотность магмы и пород кровли, Δh — удельная теплота кристаллизации, c_p — удельная теплоемкость пород, ΔT — разница между температурой плавления пород и температурой окружающих пород. Согласно ей степень плавления существенно зависит от мощности магматического тела и разности температур, и на глубинах коры и верхней мантии она может достигать нескольких или даже десятков километров.

Одной из проблем магм является вопрос о возникновении пространства, необходимого для их размещения. Этот вопрос обсуждается начиная с

ранних работ Дели и заключается в необходимости определения, куда исчезло вещество из того пространства, которое впоследствии было занято магмой.

В областях частичного плавления, где доля магматической жидкости невелика и ее отделение от кристаллов осуществляется путем фильтрации или разделения жидкости от кристаллов во время течения смеси, проблема пространства может быть решена процессом разделения жидкости и кристаллов в едином объеме магматической колонны. Во время подъема колонны из частично расплавленного вещества жидкость обогащает ее верхние, а кристаллы — ее нижние части. С этой точки зрения, проблема пространства не возникает. Однако ситуация становится сложнее, когда мы переходим к рассмотрению способов продвижения расплавов вверх после их полного отделения от исходного субстрата.

Для перемещения отделившихся интрузивных порций магм решение осуществляется в двух направлениях: 1) путем рассмотрения механических причин удаления вещества, 2) путем привлечения физико-химических процессов взаимодействия расплава с кровлей пород.

К первому следует отнести: 1) компенсацию подъема магматических масс опусканием соответствующих масс вмещающих пород; 2) раздвижение магматическими расплавами ранее существующих пород, проникновение в ослабленные тектонические зоны и горизонтальные межпластовые пространства осадочно-метаморфических пород под влиянием гидростатического давления расплавов; 3) опускание отдельных кусков кровли в магму с заполнением освободившегося пространства расплавом.

К физико-химическим способам подъема магм следует отнести их продвижение вверх по принципу зонного плавления.

В настоящее время нет достоверных оценок соотношения между всеми перечисленными факторами, в той или иной степени каждый из них находит геологическое или геофизическое подтверждение. Однако можно сказать, что механические причины типа 2 и 3, по-видимому, играют более существенную роль на глубинах коры и это находит свое подтверждение, например, при геофизическом изучении размещения магматических тел в областях современного вулканизма [55]. Согласно зависимости (1–5), глубокое химическое взаимодействие магмы с кровлей должно быть свойственно большим глубинам.

ФАКТОРЫ ЭВОЛЮЦИИ СОСТАВА МАГМ

Выяснение причин, приводящих к разнообразию в составе магм, образованию серий магматических пород с последовательным изменением их химического состава, является вопросом, который находился и продолжает находиться в центре внимания петрологических исследований [80, 95, 11, 41, 48, 172, 206, 112].

Предполагается, что эволюция химического состава магм может определяться следующими факторами: 1) изменением фазового равновесия расплав + кристаллы по мере повышения или понижения температуры, давления, удаления летучих компонентов; 2) ликвационным разделением расплавов; 3) радиальной диффузией компонентов магм в результате их стремления к равновесию с гравитационным и геотермическим поля-

ми Земли; 4) перераспределением компонентов магм под влиянием газового переноса, 5) взаимодействием интрузивных порций магм с вмещающими породами, 6) взаимодействием магм в охлаждающемся магматическом очаге с новыми порциями высокотемпературного расплава, поступающими из глубины. Можно выделить три стадии магматического процесса, в течение которых предполагаемые механизмы дифференциации могут привести к изменению химического состава расплавов: первая стадия — процесс частичного плавления, когда расплав находится в равновесии с минералами исходных пород; вторая стадия — отделение расплава от области частичного плавления, его аккумуляция в большие массы и подъем к поверхности Земли; третья стадия — остывание магматических расплавов в магматических очагах, интрузиях различного вида в приповерхностных условиях, излияние лав на поверхность Земли.

Равновесие кристалл—расплав является основным на всех этапах развития магматического процесса. В зонах частичного плавления состав расплава будет зависеть от исходного состава пород, содержания летучих компонентов, степеней частичного плавления. При подъеме и остывании магм вблизи поверхности изменение состава расплава определяется его кристаллизацией, обусловленной охлаждением. Кристаллизация может быть вызвана также понижением общего давления при подъеме магмы, причем, как показывают расчеты [20, 21], в адиабатических условиях она должна сопровождаться повышением температуры интрузивных тел. При низких давлениях изменение концентрации воды оказывает существенное влияние на температуру ликвидуса минералов магматических систем, поэтому поступление H_2O в расплав или удаление из него при дегазации при заданной температуре и давлении может быть также фактором кристаллизации и изменения химического состава магм.

Определяющая роль равновесия кристалл—расплав в образовании главных типов магм мантийного и корового происхождения подтверждается геохимическими данными, экспериментальными исследованиями и теоретическими расчетами.

Все большее внимание начинает привлекать возможная роль ликвации основных магм в образовании расплавов кислого состава [41], имеются некоторые геохимические свидетельства этого процесса в базальтовых породах, однако место этого вида дифференциации в образовании кварц-нормативных расплавов остается весьма дискуссионным, вероятно, масштабы подобного явления весьма ограничены [49].

Равновесие любого раствора в поле тяготения возможно лишь при определенном изменении его состава по высоте:

$$\frac{dN_k}{dh} = N_k \left\{ \frac{\bar{V}_k \rho - M_k}{RT} g - \sum_{j \neq k} \left(\frac{\partial \ln a_k}{\partial N_j} \right)_{P, T, N_{i \neq j}} \frac{dN_j}{dh} - \frac{d \ln \gamma_k}{dh} \right\}, \quad (1-6)$$

где N_k — мольная доля компонентов расплава, M_k , $\bar{V}_k$ — их молекулярный вес и парциальный мольный объем, γ_k — коэффициент активности, ρ —

плотность расплава, g — ускорение силы тяжести, h — радиальная протяженность расплава, $k = 1, 2, 3 \dots$ — независимые компоненты расплава.

Зависимость (1–6) послужила основанием для рассмотрения влияния гравитационного поля на дифференциацию гомогенного магматического расплава [16, 64]. Ожидается, что дифференциация компонентов магматических расплавов в поле тяготения становится существенной (более 1 вес.% на 10 км) при радиальной протяженности магматических тел, превышающей 10 км; при меньших размерах эффект гравитационного разделения пренебрежимо мал. Ограничением является и длительность установления термодинамического равновесия в гравитационном поле: для этого требуется время не менее 10^6 лет. Фактором, препятствующим установлению гравитационного равновесия, может быть конвективное течение расплава. Для обеспечения преобладания диффузии компонентов над их переносом текущим расплавом скорость последнего должна быть менее $10^{-3} - 10^{-4}$ см/год.

Таким образом, стремление магм к равновесию с гравитационным полем не может быть, по-видимому, определяющим фактором дифференциации магм в магматических очагах вблизи поверхности Земли, размеры которых не превышают 10 км. Однако мы не можем полностью исключить влияние диффузии компонентов в расплавах в межкристаллическом пространстве в областях зарождения магм в мантии. Судя по размерам зон пониженных скоростей, радиальная протяженность областей частичного плавления пород верхней мантии может составлять несколько десятков километров. В таких зонах Земли появление магм, обогащенных щелочами, водой, углекислотой, может быть следствием перераспределения компонентов межзернового расплава под влиянием поля тяготения. Для объяснения причин появления основных и ультраосновных магм, обогащенных H_2O , CO_2 и щелочами, с точки зрения гравитационной гипотезы, отпадает необходимость в предположениях о повышенной концентрации этих компонентов в первоначальном веществе верхней мантии. Соотношения летучих компонентов и концентрации щелочей в магме, не характерные для состава вещества мантии, должны быть следствием разделения компонентов продуктов частичного плавления пород.

Флюидная фаза, являющаяся продуктом глубинной дегазации магм, при своем всплывании может быть переносчиком в верхние части интрузивных магматических тел петрогенных элементов, таких, как щелочи, кремнезем и др. И это находит свое подтверждение в экспериментальных исследованиях, которые показывают, что при высоких давлениях водно-паровая фаза, равновесная с ультраосновной ассоциацией минералов, может, например, содержать весьма высокие концентрации SiO_2 (до 25 вес.% при 15 кбар и $1350^\circ C$) [163]. Однако существует ряд ограничений физического порядка, которые лимитируют газовый перенос [22, 23]. Перераспределение компонентов магм всплывающими пузырьками флюидной фазы предполагает насыщенное состояние расплава по его высоте. Однако насыщенная летучими компонентами магматическая жидкость является весьма неустойчивой системой в гравитационном поле ввиду существенного понижения плотности к ее нижним частям и должна быть подвержена интенсивному конвективному течению. В идеальном случае эта конвективная система будет существовать до тех пор, пока вся

масса расплава не сбросит такое количество летучих компонентов, которое снизит их первоначальную концентрацию до значений, соответствующих условиям насыщения расплава в верхних частях магматического тела [16, 23].

Если летучие компоненты поступают в магму из окружающих пород или глубинных областей мантии, то и в этом случае, как показывают расчеты [22], перенос компонентов магмы флюидной фазой имеет локальное значение. При поступлении воды в магму ее растворение из пузырьков должно весьма быстро ($\sim 10^2$ лет) смениться на диффузное движение воды в расплаве, причем при отсутствии течения всей массы расплава это произойдет на коротком расстоянии ($\sim 10^4$ см).

Таким образом эффективная дифференциация больших магматических масс в результате переноса вещества флюидной фазой, как это предполагается некоторыми геологами, представляется маловероятным процессом. Скорее всего он имеет локальное значение и приурочен к верхним частям магматических тел.

Стремление магм к химическому равновесию с окружающей средой приводит к реакциям расплава с породами. Принципы подобного взаимодействия были обобщены Боуэном [80], который пришел к предположению об ограниченном характере этого явления для интрузий и невозможности получения широких вариаций в составе магм таким путем.

При определенных механизмах эволюции магм ассимиляция пород оказывается их неизбежной частью. Таковой является зонная плавка мантии, сопровождающаяся глубоким взаимодействием с породами кровли [7]. Этот процесс зависит от первоначальной мощности зоны плавления, разности в температурах между расплавом и внешней средой и ограничен по глубине. В условиях интенсивной конвекции расплава зонное плавление может быть проявлено и при внедрении в верхние горизонты Земли отдельных достаточно мощных порций магм (около 10 км) и толщи вмещающих пород порядка 1–3 км [134]. По своему существу механизм зонного плавления представляет собой взаимосвязь процесса кристаллизационной дифференциации и ассимиляции и в этом заключается его привлекательность при объяснении эволюции в составе магм и пород на глубинах мантии.

Предполагается, что смешение двух контрастных базальта и риолита могло бы дать вариации в лавах базальт-андезит-риолитовой серии, однако геохимические данные и данные по минералогии этих пород в сочетании с экспериментальными исследованиями показывают, что этот механизм не может определять образование такой серии магматических пород. Вместе с тем появляются данные, которые указывают на возможное добавление к охлаждающимся и кристаллизующимся базальтовым магмам в приповерхностных условиях новых порций высокотемпературных расплавов того же базальта, поступающих из глубины. Подобное "подмешивание", возможно, имеет более широкое распространение, чем предполагалось ранее, и оно может оказать влияние на кристаллизацию и эволюцию расплавов в подводящих магматических каналах и промежуточных очагах [57].

В целом по поводу перечисленных выше факторов химической дифференциации можно отметить следующее. Нетрудно видеть, что эти факторы

естественным образом распадаются на две группы — термодинамические и динамические. Термодинамические факторы — это условия кристаллизационного равновесия, ликвационного распределения элементов между жидкой и газовой фазами, условия равновесия расплава в гравитационном или термическом поле. По своей природе эти факторы связаны с тем фактом, что в равновесной многофазной системе в общем случае состав сосуществующих фаз различен, что и создает предпосылку для химической дифференциации при кристаллизации, дегазации или ликвации расплава. Фундаментальная роль термодинамических факторов в формировании разнообразия магматических пород не вызывает сомнения хотя бы потому что в процессах генерации и кристаллизации магма неизбежно проходит через гетерофазные состояния (расплав—твердые фазы, расплав—пары и т.д.). Аппарат химической термодинамики дает полную ясность и в способах систематического описания, и экспериментального изучения, и предсказания условий многофазного равновесия или равновесия системы во внешних полях.

5818 Тем не менее накопление чисто термодинамической информации по химическим равновесиям с участием расплавов в различных P — T -условиях не решает и не может решить полностью проблемы объяснения наблюдаемого разнообразия типов магм и магматических пород по той причине, что их химические признаки определяются в конечном счете не только термодинамическими свойствами соответствующих многокомпонентных силикатных систем, но и динамикой магматического процесса. Обычная петрологическая практика в настоящее время состоит в том, что динамика учитывается путем принятия какой-либо схемы или модели процесса (селективное плавление производящих магмы пород, равновесное плавление до определенной степени с последующим отделением расплава, частичная кристаллизация, гибридизация расплавов и т.д.), по существу не имеющей под собой строгого экспериментального или теоретического физико-химического основания. Именно неопределенность и бессистемность представлений о динамике процесса зарождения и эволюции магматических расплавов обуславливают неоднозначность и дискуссионность существующих концепций магматической дифференциации вещества Земли и планет.

Систематический подход к анализу динамики магматизма, очевидно, должен состоять в построении математических моделей магмогенерирующих и магматических систем, т.е. процедур численного решения на ЭВМ систем уравнений диффузионного и конвективного переноса тепла и вещества с учетом его фазовых превращений и химических реакций. К сожалению, в настоящее время опыт построения таких моделей невелик.



УСЛОВИЯ ПЛАВЛЕНИЯ СИЛИКАТОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Рассмотрим основные закономерности плавления силикатов при высоких давлениях. Эти данные, полученные главным образом путем экспериментальных исследований, накладывают определенные ограничения на возможности образования магм в коре и верхней мантии.

С петрологической точки зрения, наиболее важными факторами плавления являются зависимость его температуры от состава системы, общего давления и содержания летучих компонентов. Интерес к последнему возник после экспериментов Р. Горансона в 1931 г., которые показали значительное понижение температуры плавления гранита с ростом давления H_2O [110, 111]. Новым этапом в понимании роли летучих компонентов в образовании магм явилось обнаружение температурных минимумов и максимумов на солидусных и ликвидусных поверхностях силикатных систем, включающих H_2O и CO_2 . Их происхождение связано, во-первых, с изменением объемного эффекта реакции плавления кристалл + флюид = = расплав с ростом давления; во-вторых, с различной растворимостью в расплаве компонентов газовых смесей ($H_2O + CO_2$) [133, 132, 101, 175]; в-третьих, с образованием при высоких давлениях кристаллических фаз, связывающих летучие компоненты в своей структуре (амфиболы, слюды, карбонаты) [100, 113, 141, 210].

На основании геохимических данных о составе вулканических газов, включений глубинных флюидов в минералах магматических пород и в ксенолитах верхней мантии в качестве главных летучих компонентов магм коры и верхней мантии принимаются H_2O и CO_2 [14, 24, 158, 159, 207].

Влияние летучего компонента на температуру плавления силикатов находится в определенной зависимости от его способности к растворению в расплаве [15, 24, 101, 175]. С этой точки зрения, H_2O и CO_2 представляют собой полярные компоненты: при одном и том же парциальном давлении растворимость H_2O значительно выше растворимости CO_2 вплоть до давлений около 20–30 кбар. При более высоких давлениях, когда температура солидуса силикатов достигает T – P -полей устойчивости карбонатов, растворимость CO_2 в расплавах резко возрастает [99, 100, 208, 210].

Представляется важным также рассмотреть величину энтальпии перехода силикатов в расплавленное состояние, ее зависимость от давления и содержания летучих компонентов в системе. Значение $\Delta H_{пл}$ является естественным ограничением процесса плавления, осуществляемого за счет внутреннего теплосодержания вещества.

ПЛАВЛЕНИЕ ПРИ ОТСУТСТВИИ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ

Конгруэнтное плавление [кристалл] $\rightleftharpoons$ [расплав] основополагающих минералов магматических пород (полевых шпатов, пироксенов, оливинов, гранатов) характеризуется увеличением температуры плавления с ростом давлений. Величина $(dT/dP)_{пл}$ лежит в пределах значений 5–12 град/кбар

и может быть определена из уравнения Клапейрона—Клаузиуса [82, 212]

$$(dT/dP)_{пл} = \Delta V / \Delta S,$$

где ΔV и ΔS — изменение объема и энтропии при переходе кристалла в жидкое состояние.

При конгруэнтном плавлении $[\text{кристалл}]' = [\text{расплав}] + [\text{кристалл}]''$ возможны и отрицательные значения $(dT/dP)_{пл}$. Однако подобные случаи в силикатных системах редки.

Экспериментальное изучение плавления пород кислого, основного и ультраосновного состава показывает положительное значение зависимости температуры их солидуса от давления. Величина $(dT/dP)_{пл}$ для магматических пород лежит в пределах 10–14 град/кбар.

ВЛИЯНИЕ ВОДЫ НА ПЛАВЛЕНИЕ

При отсутствии в силикатной системе водосодержащих фаз начало плавления силикатов определяется моновариантной реакцией

$$N'(\text{пар}) + \sum_i N_i(\text{кристалл})'' = (\text{расплав})''' \quad (2-1)$$

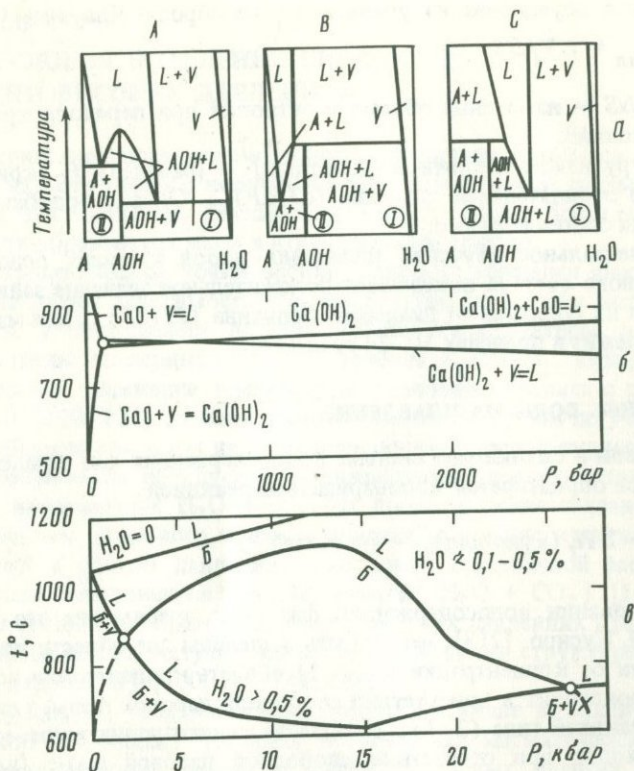
При образовании водосодержащих фаз, как впервые на это указали Х. Иодер и И. Кусиро [213], могут быть выделены две области плавления в зависимости от концентрации воды: 1) область концентрации воды, где плавление происходит в присутствии свободной паровой фазы, т.е. в соответствии с реакцией типа (2–1); 2) область концентрации воды, где плавление происходит при отсутствии свободной паровой фазы (вся вода связана в водосодержащей фазе в субсолидусной области).

Это положение может быть проиллюстрировано с помощью диаграмм состояния типа силикат (А) — промежуточное соединение с водой (АОН) — H_2O (рис. 1). Выделяются следующие типы плавления: конгруэнтное плавление фазы АОН (рис. 1, а, А), инконгруэнтное плавление с образованием жидкости, которая содержит воду в меньшем количестве, чем фаза АОН (рис. 1, а, В), инконгруэнтное плавление АОН с образованием жидкости, которая содержит воду в большем количестве, чем фаза АОН (рис. 1, а, С).

Случаи А и В характерны, например, для системы $\text{CaO} - \text{H}_2\text{O}$ [211] (рис. 1, б), случай С — для флогопита при 10 кбар [213]. Температура плавления в области II выше, чем в области I.

Для пород ультраосновного, основного и кислого составов при температурах и давлениях, соответствующих устойчивости амфибола, биотита, флогопита, переход от первого ко второму типу плавления соответствует концентрациям воды в системе $\sim 0,1-0,5$ вес. % [112, 139, 140].

T - P -условия первого типа ($\text{H}_2\text{O} > 0,1-0,5$ вес. %) характеризуются: 1) уменьшением температуры плавления с ростом давления H_2O с прохождением через минимум при 15–25 кбар (рис. 1, в); 2) увеличением концентрации воды в расплаве при T - P -условиях солидуса с ростом $P_{\text{H}_2\text{O}}$. Эти закономерности во многом определяются изменением свойств водной паровой фазы с давлением.



Р и с. 1. Условия плавления в силикатных системах при образовании водосодержащих фаз. Принципиальный вид сечений диаграммы состояния силикат-вода с промежуточным водосодержащим соединением АОН

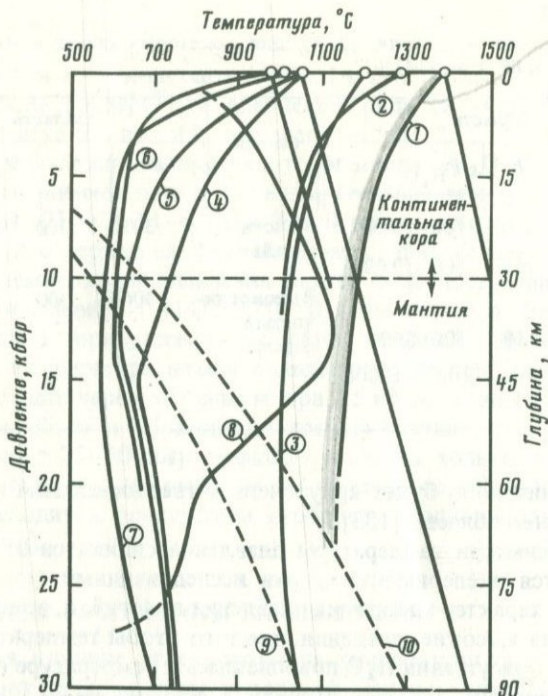
I — область концентрации H_2O , где плавление происходит в отсутствие свободной паровой фазы; II — в ее присутствии

В области низких давлений, где растворимость силикатов в водной паровой фазе весьма мала, реакция плавления (2-1) может быть описана уравнением

$$\frac{dT}{dP} = \frac{V'' - (V_{H_2O} N_{H_2O}'' + \sum_i N_i'' V_i''')}{S'' - (N_{H_2O} S_{H_2O} + \sum_i N_i'' S_i''')} = \frac{\Delta V}{\Delta S}, \quad (2-2)$$

где V'' — мольный объем водно-силикатного расплава; V_{H_2O} и V_i''' — то же для водной паровой фазы и кристалла i ; S'' — мольная энтропия водно-силикатного расплава; S_{H_2O} и S_i — то же для водной паровой фазы и кристалла i ; N_{H_2O} и N_i'' — мольные доли фаз (пар)' и (кристалл) i''' , которые образуются при кристаллизации жидкой фазы (расплав)'' при условиях солидуса (2-1).

В области низких давлений мольный объем воды значительно больше мольных объемов силикатов, вследствие чего ΔV моновариантной реак-



Р и с. 2. Влияние воды на температуру плавления силикатного вещества Земли
 1 — $Di + Fo + H_2O$ [18]; 2 — $Fo + An + H_2O$ [18]; 3 — ультраосновные породы + H_2O [139]; 4 — базальт + $H_2O + CO_2$ [127, 128]; 5 — базальт + H_2O [127, 141, 142]; 6 — гранит + H_2O [16, 76]; 7 — осадочно-метаморфические породы [63]; 8 — условия плавления базальта при содержании воды менее 0,5 вес. % [141]; 9, 10 — распределение температуры в мантии под континентами и океанами соответственно

ции плавления практически определяется произведением $N''_{H_2O} V_{H_2O}$:

$$\frac{dT}{dP} \approx \frac{N''_{H_2O} V_{H_2O}}{\Delta S} \quad (2-3)$$

Так как в широкой области давлений $\Delta S > 0$, то условие (2-3) определяет неизбежное понижение температуры плавления силикатов с ростом давления паров воды ($\Delta V < 0$), ($dT/dP < 0$).

С ростом давления мольный объем водной паровой фазы значительно уменьшается. В результате при высоких давлениях он становится меньше мольных объемов силикатов и соизмерим с величиной изменения объемов при плавлении или твердофазовых превращениях силикатов. Это создает условия для изменения зависимости температуры плавления силикатов от P_{H_2O} , а именно: при высоких давлениях температура плавления силикатов может возрастать с ростом давления, несмотря на присутствие воды ($\Delta V > 0$, $dT/dP > 0$). При переходе от низких давлений к высоким смена зависимости температуры солидуса силикатов от P_{H_2O} с отрицательной на положительную может произойти в точке температурного минимума

Таблица 1

Значения констант уравнения (2-4) для некоторых пород и силикатов (по данным [16, 63, 89, 196, 214])

Состав	Область			Состав	Область		
	<i>a</i>	<i>b</i>	P_{H_2O} , атм		<i>a</i>	<i>b</i>	P_{H_2O} , атм
Альбит	2221	190	100-10 000	Щелочной базальт	3010	300	1000-10000
Альбит-ортоклаз - кремнезем	1479	110	500-10 000	Высокоглинистый базальт	3060	300	100-10000
Гранит	1429	110	500-5000				
Оливиновый базальт	3020	300	1000-10000				

на кривой плавления либо будет приурочена к твердофазовым превращениям в субсолидусной области [133].

Изменение зависимости температуры плавления силикатов от давления H_2O подтверждается экспериментальными исследованиями (см. рис. 2). До $\sim 30-50$ кбар характер минимума плавления пологий, и, по-видимому, потребуются весьма высокие давления, для того чтобы температура плавления силикатов в присутствии H_2O приблизилась к температуре их плавления в "сухих" условиях.

При давлениях до 10 кбар и концентрации воды $\sim 0,1-0,5$ вес. % для многих силикатных соединений и систем устанавливается определенная зависимость между температурой солидуса и летучестью воды в равновесной водной паровой фазе

$$T_{пл} = a - b \lg f_{H_2O}, \quad (2-4)$$

Таблица 2

Значения констант уравнения (2-5) зависимости температуры солидуса силикатов от концентрации воды в расплаве (по данным [16, 128, 196, 214])

Состав	<i>m</i>	<i>n</i>	Области давлений, бар
Альбит	1130	350	300-10000
Альбит-кремнезем	940	235	500-5000
Ортоклаз-кремнезем	970	235	500-5000
Альбит-ортоклаз-кремнезем	900	240	100-5000
Альбит-ортоклаз	1050	300	500-5000
Анортит-кремнезем	922	107	2000-10000
Оливиновый толеит (буфер QFM)	1080	430	500-10000
Оливиновый толеит (буфер H_2O)	1126	410	500-10000
Оливиновый толеит (ликвидус при избытке воды)	1240	150	1000-10000

а также между температурой солидуса и концентрацией воды в расплаве

$$T_{\text{пл}} = m - n \lg C_{\text{H}_2\text{O}}, \quad \text{в каком диапазоне?} \quad (2-5)$$

где a и b , m и n — константы (табл. 1 и 2).

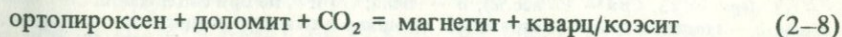
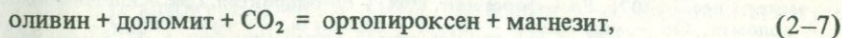
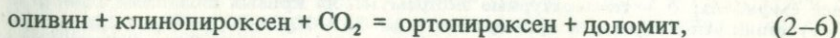
Зависимость температуры плавления ряда силикатов от содержания воды в расплаве (в вес. %) приведена на рис. 2.

Условия плавления силикатов второго типа ($\text{H}_2\text{O} < 0,1-0,5$ вес. %) изучены экспериментально в меньшей степени, чем условия плавления первого типа ($\text{H}_2\text{O} > 0,1-0,5$ вес. %). В целом они определяются устойчивостью водосодержащих фаз. Например, для базальтов (см. рис. 2, кривая 8) температура плавления может быть построена по температуре устойчивости амфибола [141, 205]. В этом случае в отличие от плавления пород в присутствии свободной водной фазы, начиная от 1–1,5 кбар, температура начала плавления с ростом давления увеличивается, проходит через максимум при 15 кбар, а затем вследствие разрушения амфибола и образования граната начинает понижаться. При давлениях более ~25–30 кбар амфибол устойчив только в субсолидусной области, и поэтому, несмотря на незначительное количество воды, плавление происходит в присутствии свободной водной фазы (т.е. согласно первому типу).

ВЛИЯНИЕ УГЛЕКИСЛОТЫ НА ПЛАВЛЕНИЕ

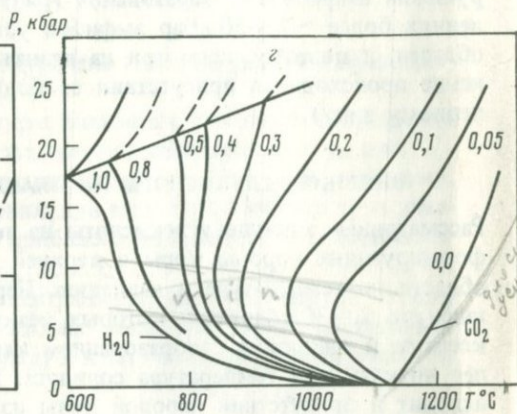
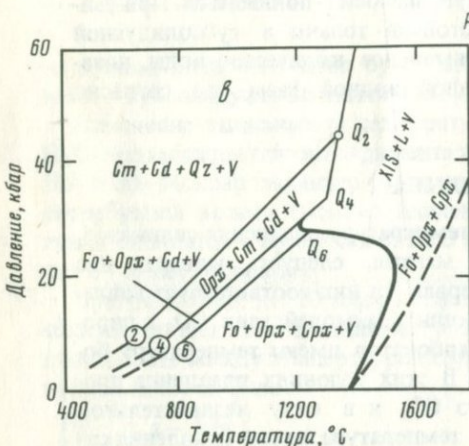
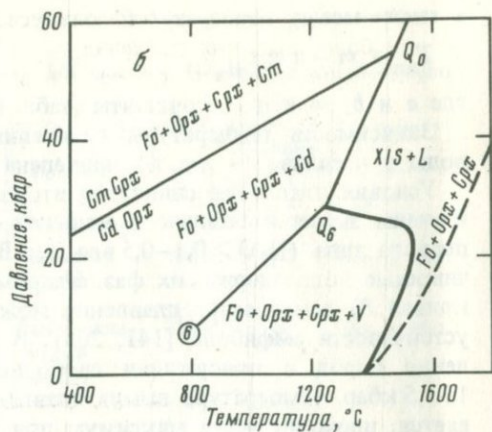
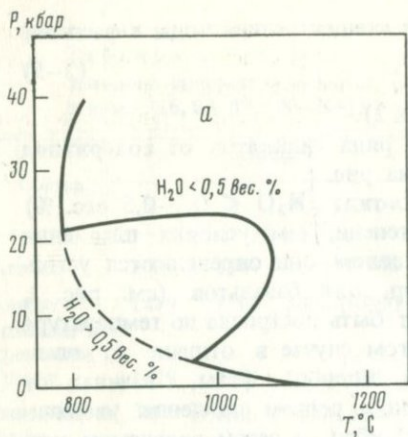
Рассматривая влияние углекислоты на температуру плавления силикатов, формирующих породы коры и верхней мантии, следует выделить две области по температуре и давлению. Первая из них соответствует давлениям до 20–30 кбар, при которых реакции взаимодействия CO_2 с пироксенами и оливином с образованием карбонатов имеют температуру более низкую, чем температура солидуса. В этих условиях плавление происходит в присутствии паровой фазы из CO_2 и в силу незначительной растворимости углекислоты в расплаве температура начала плавления отличается от ее величины при отсутствии летучих компонентов в системе на небольшую величину (рис. 3, б, в, г).

Увеличение температуры реакций карбонатизации пироксенов и оливинов с ростом давления типа [99, 130, 164, 209] и



с появлением карбонатных фаз на солидусе приводит к резкому понижению температуры плавления в системе диопсид — энстатит — форстерит — CO_2 [98, 207] в интервале 25–30 кбар. Оно составляет 300–400°C (см. рис. 3, б, в). Одновременно резко возрастает и растворимость CO_2 в расплаве, которая, по-видимому, достигает значительных величин (25–40 вес. %) [100, 208].

На рис. 3, б, в приведены два сечения системы $\text{CaC} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ при заданном соотношении силикатных компонентов (форстерит — 65, ортопироксен — 23, клинопироксен — 12%) и концентрации CO_2 (избы-



Р и с. 3. Типы температурных экстремумов на кривых плавления силикатов в присутствии воды и углекислоты при высоких давлениях

а — температурные экстремумы на кривых плавления в системе перидотит—вода при ограниченном количестве воды (менее 0,5 вес.%), обусловленные кристаллизацией амфибола; *б* — температурные экстремумы на кривых плавления силикатов в присутствии углекислоты на примере системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ при содержании CO_2 менее 2 вес.% [207]. *Fo* — форстерит, *Orx* — ортопироксен, *Crx* — клинопироксен, *Cd* — доломит, *Cst* — магнезит, *v* — пар, *L* — жидкость, *C* — кристаллы (CO_2 — 0,2, *Fo* — 65, *Orx* — 23, *Crx* — 12 вес.%); *в* — то же, что и *б*, но при содержании CO_2 более 2 вес.%; *г* — температурные экстремумы на кривых плавления силикатов в присутствии смеси летучих компонентов ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) на примере системы [132] $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$ (альбит) — $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. Цифры при кривых — мольные доли воды в равновесной флюидной фазе

ток CO_2 сверх насыщения им расплава и 0,2 вес. % CO_2). Концентрация силикатных компонентов соответствует упрощенному составу пород верхней мантии. Сечение при низкой концентрации CO_2 (см. рис. 3, *б*) с частичной карбонизацией представляется более реальным для пород верхней мантии, так как при избытке CO_2 в системе взаимодействие углекислоты с силикатными фазами, согласно реакциям (2–6), (2–7), (2–8),

должно привести и к полному исчезновению клинопироксена, а затем при более высоких давлениях — к появлению коэсит-гранат-карбонатной ассоциации фаз. Для осуществления первого требуется концентрация CO_2 , превышающая 5 вес. %, а второго — 23 вес. %, что представляется слишком высоким для мантии.

ПЛАВЛЕНИЕ В ПРИСУТСТВИИ СМЕСИ ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$)

В области до 25–30 кбар влияние смеси ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) на плавление при постоянном общем давлении выражается в увеличении температуры солидуса по мере возрастания доли CO_2 . Этот эффект установлен как для простых силикатных систем Mg_2SiO_4 – SiO_2 – H_2O – CO_2 , $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – H_2O – CO_2 [101, 132], $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – H_2O – CO_2 [175], так и для естественных пород базальтового [128], сиенитового [154] и перидотитового [159] составов (см. рис. 3, з). Эта закономерность отражает различие в растворимости H_2O и CO_2 в расплаве.

Другим свойством поверхности солидуса силикатов в присутствии H_2O и CO_2 является наличие температурного минимума, который был обнаружен при экспериментальном исследовании систем $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит)– H_2O – CO_2 [101] и $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ (диопсид)– H_2O – CO_2 [175]. Температурный минимум располагается при давлениях 5–8 кбар и характеризуется резко выраженным негативным наклоном кривых плавления при низких концентрациях H_2O в равновесной паровой фазе между 0–8 кбар и резко позитивным наклоном между 8 и 20 кбар (см. рис. 3, з). Например, для системы альбит– H_2O – CO_2 при $(\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)_{\text{пар}} = 0,2$ отрицательный наклон кривой солидуса составляет около 30–35 град/кбар, а позитивный наклон между 8 и 20 кбар — около 12–13 град/кбар.

По мере увеличения доли воды в паровой фазе минимум становится более пологим и сдвигается в сторону более высоких давлений. Уменьшается также величина положительного наклона кривой плавления, который для системы альбит– H_2O при давлениях выше 17 кбар составляет около 5 град/кбар (см. рис. 3, з).

Термодинамический анализ показывает, что одним из объяснений появления температурного минимума может быть изменение зависимости коэффициента летучести H_2O в смеси ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) от давления. Как показали расчеты, основанные на равновесии пар + расплав + кристаллы в системе альбит– H_2O – CO_2 [101], зависимость коэффициента летучести воды ($\gamma_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{пар}}$) при заданном соотношении $(\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)_{\text{пар}}$ проходит через экстремум между 5 и 10 кбар (см. рис. 3, з). Согласно зависимости температуры солидуса от общего давления при заданной концентрации воды в паре ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) [101]

$$\left(\frac{dT}{dP}\right)_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{\Delta \bar{V}_{AB} - \frac{RTN_{\text{H}_2\text{O}}^m}{N_{AB}^m} \left[\frac{d \ln \gamma_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{пар}}}{dP} - \frac{d \ln K}{dT} \right]}{\Delta \bar{S}_{AB}} \quad (2-9)$$

изменение знака $(d \ln \gamma_{\text{H}_2\text{O}}^v / dP)$ приводит к появлению температурного минимума

$$\left(\frac{dT}{dP} \right)_{\text{H}_2\text{O}} = 0$$

и смене знака $(dT/dP)_{\text{H}_2\text{O}}$ с отрицательного на положительный. В уравнении (2–9) $\Delta \bar{V}_{AB}$ — изменение парциального объема при плавлении альбитового компонента, $N_{\text{H}_2\text{O}}^m$ и N_{AB}^m — концентрация воды и альбитового компонента в расплаве, $\Delta \bar{S}_{AB}$ — изменение парциальной энтропии при плавлении альбитового компонента, K — константа из выражения активности воды в расплаве альбита $a_{\text{H}_2\text{O}}^m = K(N_{\text{H}_2\text{O}}^m)^2$, $a_{\text{H}_2\text{O}}$ — активность воды в расплаве, $\gamma_{\text{H}_2\text{O}}^v$ — коэффициент летучести воды в паровой фазе ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$), равновесной с расплавом.

В области давлений, превышающих 25–30 кбар, где, как указывалось ранее, протекают реакции карбонатизации пироксеновых и оливиновых фаз, экспериментальные данные отсутствуют. О возможных соотношениях между плавлением и реакциями гидратации и карбонатизации в мантии представление дает система $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$, которая с использованием экспериментальных данных в области давлений до 30–40 кбар путем теоретических расчетов была продолжена до давлений 100 кбар [210].

Д. Эгглер [100] и Р. Уайлли [207] путем комбинации экспериментальных данных для системы $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и по плавлению перидотита в присутствии $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ в области давлений до 20 кбар попытались представить возможные фазовые отношения в системе перидотит — $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ при давлениях выше 30 кбар, где в равновесии с расплавом должны находиться карбонатные фазы. К рассмотрению этой модели мы вернемся позднее (см. рис. 25, б).

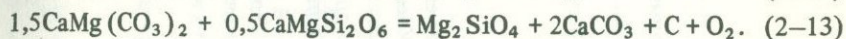
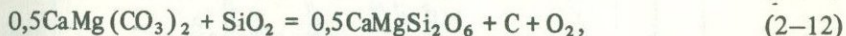
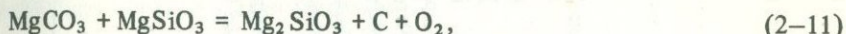
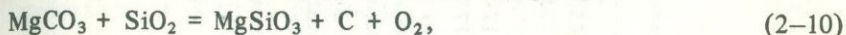
ВЛИЯНИЕ ДРУГИХ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ НА ПЛАВЛЕНИЕ

Присутствие графита в ультраосновных нодулях и в некоторых базальтах указывает на то, что в областях формирования магм в верхней мантии летучесть кислорода не настолько высока, чтобы окислить весь углерод. По-видимому, кроме углерода, необходимо учитывать возможное влияние таких летучих, как H_2 , CO , CH_4 , которые являются продуктами реакций в системе $\text{C}-\text{O}-\text{H}$ и в тех или иных количествах также обнаруживаются в глубинных включениях флюидов [208]. Отсутствие экспериментальных исследований с этими соединениями не позволяет дать количественную оценку, однако некоторые тенденции можно предсказать.

Растворимость CO так же, как и растворимость CO_2 , значительно ниже растворимости H_2O [102], поэтому повышение доли CO в газовой смеси должно приводить к повышению температуры солидуса. Аналогично, по-видимому, и поведение H_2 , поскольку, например, в системе $\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2$ по мере понижения летучести кислорода и увеличения доли H_2 в смеси ($\text{H}_2 + \text{H}_2\text{O}$) при общем давлении 15 кбар температура реакций

плавления увеличивается [163]. Нет оснований ожидать высокой растворимости CH_4 в расплавах, поэтому его влияние на плавление будет аналогично H_2 и CO .

Присутствие углерода при ле.учести кислорода ниже буфера CCO (реакция $\text{CO}_2 = \text{C} + \text{O}_2$) [176] может оказать влияние на температуру плавления в двух планах: через реакции, которые контролируют соотношение CO_2 , H_2O , CO , H_2 , CH_4 в газовой фазе, и через участие углерода в суб-солидусных реакциях, которые для мантийной системы $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{C}$ могут быть представлены в виде [176]:



Эти реакции зависят от температуры, давления и летучести кислорода в породах мантии и требуют дальнейших исследований.

Если же говорить о влиянии летучести кислорода, то, по-видимому, следует ожидать возрастание температуры солидуса в присутствии углерода по мере понижения f_{O_2} как результат увеличения летучести H_2 , CO , CH_4 в паровой фазе и соответствующее уменьшение летучести H_2O и CO_2 .

ЭНТАЛЬПИЯ ПЛАВЛЕНИЯ

Энтальпия плавления минералов, слагающих породы коры и верхней мантии, при нормальном давлении лежит в интервале величин 200—52 кал/г (табл. 3). Широко используемая в литературе при приближенных расчетах $\Delta H_{\text{пл}} = 100$ кал/г является достаточно грубым приближением.

Обращает на себя внимание тот факт, что энтальпия плавления минералов, типичных для коры (полевые шпаты, кварц), гораздо ниже, чем энтальпия плавления минералов верхней мантии (пироксены, оливин, гранат). Эта разница будет еще более значительной, если учесть влияние давления на $\Delta H_{\text{пл}}$.

Влияние давления на энтальпию плавления, как было показано Х. Йодером [11] на основании использования зависимости

$$\left(\frac{\partial \Delta H_{\text{пл}}}{\partial P} \right)_T = \Delta V_{\text{пл}} (1 - \Delta \alpha T), \quad (2-14)$$

составляет около 1,1 кал/г · кбар. В уравнении (2-14) $\Delta V_{\text{пл}}$ — изменение объема при плавлении, $\Delta \alpha$ — разность коэффициентов термического расширения твердой и жидких фаз.

Как показали расчеты [11], энтальпия плавления смеси $\text{Di}_{34}\text{Py}_{66}$ (модельный состав эклогита) при переходе от нормального давления к 30 кбар увеличивается на 35,1 кал/г, а энтальпия плавления смеси $\text{Di}_{42}\text{En}_3\text{Fo}_3\text{Py}_{47}$ (модельный состав гранатового перидотита) при переходе от нормального давления к 40 кбар увеличивается на 44,9 кал/г (см. табл. 3). Таким образом, влияние давления на тепловой эффект плавления может быть существенным.

Таблица 3

Энтальпия плавления силикатов*

Соединения и их смеси (в вес. %)	$\Delta H_{пл}$, ккал/моль	Молекуляр- ный вес	$\Delta H_{пл}$, кал/г	Примечание, литературный источник
Mg_2SiO_4 , форстерит (Fo)	29,3	140,70	208,2	Вычислено [85]
Fe_2SiO_4 , фаялит (Fa)	22,03	203,78	108,1	[173]
$MgSiO_3$, клиноэнстатит (En)	14,7	100,38	146,4	[173]
$CaMgSi_2O_6$, диопсид (Di)	18,5	216,52	85,4	[173]
$NaAlSi_3O_8$, альбит (Ab)	13,56	262,15	51,7	[173]
$Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, пироп (Py)	33,2	403,08	82,4	Клеппа, Чарлю в [11], 700°C
$CaAl_2Si_2O_8$, анортит (An)	18,7	278,14	67,2	Клеппа, Чарлю в [11], 700°C
$Di_{5,8}An_{4,2}$	20,91	298,82	77,8	Эвтектика, вычислено [11]
$Di_{4,9}An_{4,3,8}Fo_{7,1}$	18,25	229,38	79,6	Модель базальта, вычислено [11]
$Di_{3,4}Py_{6,6}$			83,4	Модель эклогита, вычислено [11]
То же при 30 кбар			118,5	[11]
$Di_{4,7}Fo_{6,7}Py_{4,7}$			91,4	Модель гранатового перидотита, вычислено [11]
$Di_{4,7}En_3Fo_3Py_{4,7}$			89,5	То же
То же при 40 кбар			135,4	"
Di при $P_{H_2O} = 1-4$ кбар			67,2	[174]

* Если не указано особо, данные относятся к нормальному давлению.

В присутствии воды энтальпия перехода силикатов в расплавленное состояние ниже ее значений для "сухих" систем. Этот эффект был впервые установлен путем расчетов исходя из экспериментальных данных по равновесию в системах силикат-вода [13] и измерения объемных свойств водно-альбитового расплава [87, 88] и позднее был подтвержден непосредственными измерениями теплового эффекта плавления диопсида в присутствии воды в области давлений до 4 кбар [174] (см. табл. 3).

Для бинарных систем силикат-вода тепловой эффект реакции плавления

$$[\text{кристаллы}] + [\text{пар}] \rightleftharpoons [\text{расплав}] \quad (2-15)$$

может быть определен зависимостью

$$\Delta H_{\text{пл}} = - \frac{T(N_A \Delta V_A + N_{\text{H}_2\text{O}} \Delta V_{\text{H}_2\text{O}})}{(dT/dP)_{\text{пл}}}, \quad (2-16)$$

где ΔV_A и $\Delta V_{\text{H}_2\text{O}}$ — дифференциальный объемный эффект растворения кристаллов A и воды в расплаве.

Энтальпия плавления может быть представлена как $\Delta H_{\text{пл}} = N_A \Delta H_A + N_{\text{H}_2\text{O}} \Delta H_{\text{H}_2\text{O}}$, где $\Delta H_{\text{H}_2\text{O}}$ и ΔH_A — дифференциальные тепловые эффекты растворения воды и кристаллов в расплаве, $N_{\text{H}_2\text{O}}$ и N_A — мольные доли H_2O и A в расплаве согласно реакции (2-15).

Более низкая величина $\Delta H_{\text{пл}}$ в присутствии воды по сравнению с "сухими" условиями определяется более низкой величиной $\Delta H_{\text{H}_2\text{O}}$ по сравнению с ΔH_A при давлении выше 0,5–1 кбар [13, 88].

По приближенным оценкам теплота плавления альбита в присутствии H_2O при давлениях выше 0,5–1 кбар составляет около 23–26 кал/г силиката, для анортита ~ 50 кал/г силиката [13]. Согласно данным ДТА [174], по мере увеличения $P_{\text{H}_2\text{O}}$ $\Delta H_{\text{пл}}$ плавления резко уменьшается в области давлений до 1 кбар, достигая величины ~ 70 кал/г и затем остается на том же уровне в пределах экспериментальных ошибок до давлений 4 кбар. Энтальпия плавления диопсида при нормальном давлении составляет 85,4 кал/г и увеличивается по мере роста общего давления на величину около 1,1 кал/г · кбар.

Таким образом, тепловой эффект плавления силикатов в присутствии воды с образованием водосодержащего расплава приблизительно на 20–50% ниже тех его значений, которые характерны для плавления в "сухих" условиях.

Более полные представления о термодинамических свойствах водно-силикатных расплавов могут быть получены на основании экспериментальных данных по объемным свойствам водно-альбитового расплава [88].

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ И ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМ

Геохимические и геофизические данные об условиях и проявлениях магматизма накладывают определенные ограничения на выбор модели магмообразования, служат для нее граничными условиями. Кроме представлений об исходном составе пород для плавления, к ним в качестве главных могут быть отнесены: 1) данные о глубинах формирования вулканических очагов как места скопления магматических расплавов после их отделения от зон плавления; 2) данные о глубинах возникновения плавления как ограничение того интервала давлений, в котором осуществляется магматический процесс; 3) оценки распределения температур в недрах коры и верхней мантии как важнейшего условия возникновения плавления и поведения расплавов при их движении к поверхности Земли; 4) оценки возможной связи образования магм с динамическими процессами в коре и верхней мантии (конвекцией, механической неустойчивостью астеносферы и формированием диапиров, тектоническими процессами).

Рассмотрим эти данные подробнее, так как они оказываются исходными при определении роли декомпрессии пород в образовании магм.

ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Место генерации магматических расплавов в глубинах Земли является предметом дискуссии. Решения этого вопроса для современной вулканической деятельности в значительной мере основываются на геофизических данных, характеризующих состояние вещества Земли. Согласно им, кора и мантия на всех глубинах пропускают продольные и поперечные волны и поэтому эти оболочки рассматриваются как находящиеся преимущественно в твердом состоянии. (Эти представления подтверждаются также данными о приливных деформациях и собственных колебаниях Земли). Однако затухание сейсмических волн на некоторых глубинах позволяет предполагать существование двух областей в коре и верхней мантии, где, возможно, присутствуют либо отдельные порции расплавов (очаги), либо породы находятся в частично расплавленном состоянии со следами силикатной жидкости в межкристаллическом пространстве (зона пониженных скоростей).

Первые геофизические данные о положении вулканических очагов относятся к Ключевской группе вулканов (Камчатка). На основании затухания сейсмических волн Г.С. Горшковым [9] было высказано предположение о существовании в этом районе на глубине 50–77 км расплавленной зоны размером 30 × 60 км.

Более поздние исследования сейсмических свойств пород под вулканами Камчатки показывают, что под ними расположена зона пониженных скоростей, приуроченная к нижним частям коры и к границе между ней и верхней мантией [53, 55, 58]. По глубине она соответствует 20–50 км. Это зона интерпретируется как место скопления магматических очагов, питающих вулканическую деятельность [55]. Под андезитовыми вулкана-

ми аномальная зона пониженных скоростей располагается на меньших глубинах, чем под вулканами с базальтовыми излияниями. Например, под андезитовым вулканом Безымянный она зафиксирована на глубине 10–20 км. Под базальтовым вулканом Ключевской обнаруживается вертикальная столбообразная аномальная зона с поперечником около 2 км, прослеживающаяся в интервале глубин 20–50 км. Она рассматривается как место расположения магматического канала. Кора и особенно ее верхние части насыщены многочисленными пластообразными телами базальтовых интрузий и периферическими вулканическими очагами.

С. Кубота и Э. Берг [137] удалось обнаружить возможные области существования промежуточных вулканических камер в провинции Катамаи на Аляске. Их количество составляет не менее десяти. Наименьшие из них по размеру (5 × 2 км) располагаются на глубине 8–10 км, а наибольшие (20 × 50 км) — на глубинах около 50 км.

Субвулканические камеры обнаружены на Гавайских островах в интервале глубин 1–23 км [147, 148]. Для Этны и Сицилии магматические камеры имеют пластообразную форму и расположены на глубинах 10–20 км.

Станфорд и другие пришли к заключению о существовании на глубинах около 18 км под Сокорро (Нью-Мексико) в районе недавнего базальтового извержения больших горячих масс.

Магматические камеры в вулканических областях, по геохимическим и геофизическим данным, не являются местом формирования расплавов. Они скорее всего представляют собой порции, отжаты от областей частичного плавления. Тогда где же возникает плавление? Одним из предполагаемых мест в мантии является зона пониженных скоростей.

ЗОНА ПОНИЖЕННЫХ СКОРОСТЕЙ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАК ОБЛАСТЬ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПЛАВЛЕНИЯ

Зона пониженных скоростей в мантии располагается на глубинах 60–100 км под океаническими областями и на глубинах 30–150 км под активными орогенными областями и платформами [131, 136, 143, 186].

Существует несколько объяснений понижения скорости сейсмических волн: 1) аномалии в распределении температур, 2) твердофазовые превращения, 3) изменение состава мантии, 4) частичное плавление.

Первое было предложено Е.А. Любимовой [30], которая связывала понижение скорости сейсмических волн с существованием минимальной теплопроводности пород и соответствующих аномалий в температурах на глубинах около 100 км.

Согласно одному из ранних предположений А. Рингвуда, зона пониженных скоростей отражает изменение в составе верхней мантии после выплавления базальтовых магм, и ее толщина зависит от степени дифференциации вещества мантии при плавлении.

Из возможных изменений фазового состояния можно также предположить переход ромбического пироксена в клиноэнстатит и последнего в протозенстатит. В обоих случаях сейсмические скорости снижаются на 2–3%, если считать, что пироксены составляют одну треть общего объема верхней мантии [71].

Причиной появления зоны пониженных скоростей могло бы быть увеличение содержания фаялитовой молекулы в оливине от 10 до 24% с последующим возвращением к исходному содержанию оливина в основании зоны [72, 73].

Многие исследователи высказывают предположение о существовании в зоне пониженных скоростей частично расплавленного вещества верхней мантии [65, 66, 67, 73, 113, 139, 140, 141, 169]. Доказательство подобной ее природы главным образом основывается на экспериментальных и теоретических исследованиях скорости поперечных и продольных волн в веществах с некоторой долей жидкости; измерении изменения физических свойств мантии с глубиной (электропроводность, вязкость); экспериментально определенении влияния давления летучих компонентов на температуру плавления пород верхней мантии.

Экспериментальное и теоретическое подтверждение природы зоны пониженных скоростей сейсмических волн как области частичного плавления верхней мантии заключается в установлении значительного понижения скорости продольных и поперечных волн даже при проявлении незначительной доли силикатной жидкости. Так, согласно расчетам Ф. Берча [72], основанным на использовании оливинов с включениями стекла в качестве модели, присутствие расплава около 6% в виде сферических капель достаточно для образования зоны пониженных скоростей. Необходимость присутствия небольшой доли силикатной жидкости следует из расчетов величины аномалий электропроводности пород верхней мантии [79]. Неизбежное падение скорости сейсмических волн при появлении пленочных количеств жидкости подтверждается моделирующими экспериментами с использованием льда, содержащего рассол, и образцов частично расплавленного базальта [67, 156].

Соответствие зоны пониженных скоростей области частичного плавления верхней мантии находит подтверждение в экспериментальном исследовании T - P условий плавления ультраосновных пород. Сравнение океанических и континентальных геотерм с кривыми плавления показывает возможность достижения температур солидуса, если в мантии присутствует вода (см. рис. 25) [112, 139, 141, 172, 205]. Однако одной из проблем, которая возникает при использовании подобных аргументов, является объяснение локального положения области частичного плавления на определенных глубинах верхней мантии. Первые объяснения этому были даны И. Куширо [139], И. Ламбертом и П. Уайлли [140, 141], которые предположили в качестве основной причины плавление пород мантии в присутствии ограниченного количества воды (менее 0,5 вес. %). В этом случае температурная кривая солидуса следует вдоль T - P -кривой устойчивости амфибола и проходит через температурный максимум при давлениях около 12–17 кбар, вслед за которым следует глубокий температурный минимум (см. рис. 3,а). Таким образом, температурный максимум на кривой плавления естественным образом определяет положение верхней границы области частичного плавления, если действительно количество воды в породах верхней мантии весьма невелико и ограничено 0,5 вес. %.

Если зона пониженных скоростей действительно образована в результате появления межзерновой силикатной жидкости в присутствии следов воды, то возникает проблема о природе ее нижней границы, поскольку

ниже ее расплав должен был бы отсутствовать. Может быть дано несколько объяснений [206]: 1) геотерма пересекает солидус, вновь достигая суб-солидусной области при высоких давлениях; 2) захоронение воды в водосодержащих кристаллических фазах высокого давления; 3) содержание воды с глубиной становится исчезающе мало.

Первое требует экспериментального подтверждения путем исследования условий плавления компонентов мантии при давлениях выше 30–50 кбар. В качестве водосодержащих фаз высокого давления, согласно данным Акимото и других, можно было бы предполагать, например, образование водосодержащих пироксенов [177]. Третье предполагает изменение режима воды с глубиной, что является весьма спекулятивным.

Углекислота является другим летучим компонентом после воды, который может оказать влияние на возникновение зоны пониженных скоростей. Основанием для рассмотрения CO_2 является, как было показано ранее, обнаружение углекислоты в глубинных флюидных включениях минералов базальтовых пород и ультраосновных нодулей.

Можно предположить несколько форм, в которых существуют соединения углерода в породах верхней мантии: свободного углерода (графит, алмаз) [6, 176], карбонатных минералов [99, 209] в виде CO_2 , CO , CH_4 в свободной паровой фазе [159, 158]. Предполагается также, что CO_2 может быть растворена в кристаллах силикатов и ее высвобождение по мере понижения давления при подъеме мантийных пород и может быть причиной образования слоя пониженных скоростей [114]. Однако экспериментальные исследования показали весьма незначительную растворимость CO_2 в пироксенах и оливинах даже при весьма высоких давлениях (40 ррм при 30 кбар [157, 161]).

Более привлекательным для объяснения возможной роли углекислоты в образовании зоны пониженных скоростей является ее влияние на температуру плавления силикатов, которое, как было установлено на примере модельной системы $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2$ [99, 210], характеризуется резким понижением температуры плавления ультраосновных пород между давлениями 20–30 кбар (см. рис. 3, б, в). Д. Эгглер предположил, что наличие подобного температурного минимума на кривых плавления и может привести к возникновению в верхней мантии областей локального плавления [98].

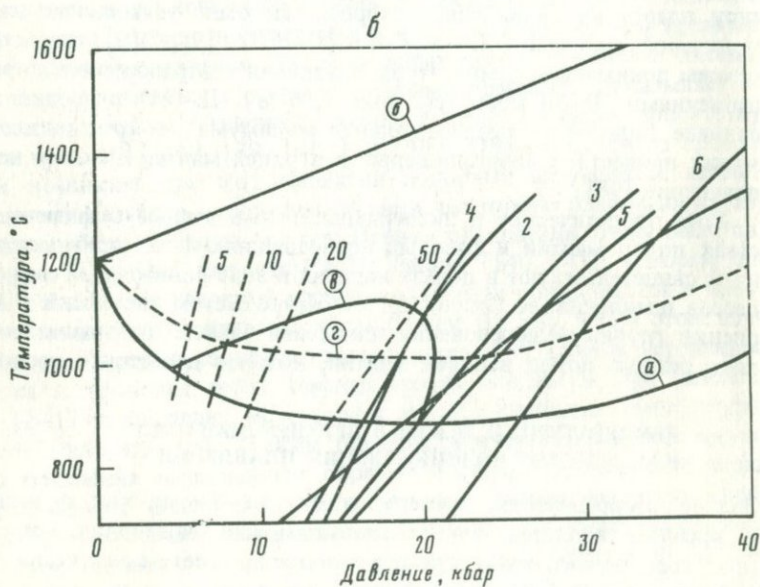
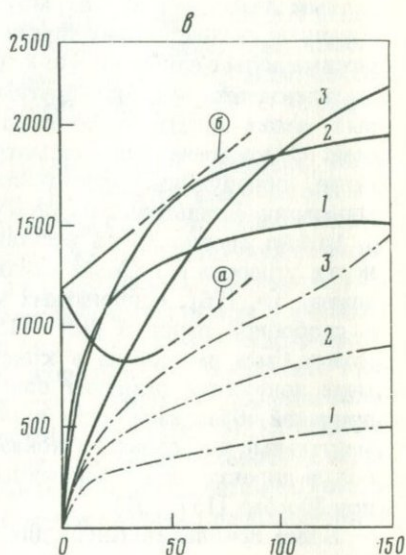
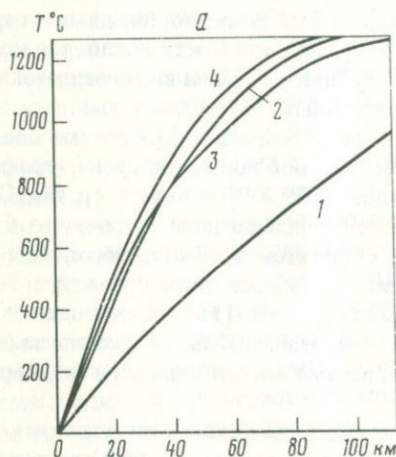
Хотя теоретические и экспериментальные данные о физических свойствах пород мантии и фазовых превращениях в них при высоких давлениях свидетельствуют в пользу наличия в зоне пониженных скоростей процессов плавления, ее природа остается предметом дискуссий. В частности, оценки глубин возникновения плавления зависят от знания температурного режима пород верхней мантии, которое достаточно неопределенно.

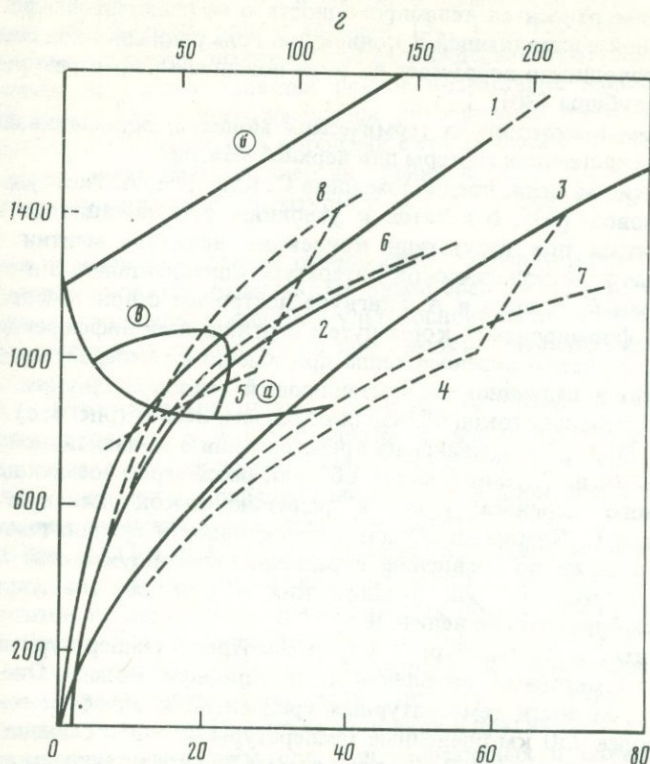
ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАК УСЛОВИЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПЛАВЛЕНИЯ

Знание распределения температур внутри Земли как функции места и времени является фундаментальным для понимания магматических процессов, однако оно до сих пор остается предметом дискуссий.

Представление о характере геотермического поля, его латеральных

вариаций базируется на следующих предпосылках: 1) теоретических расчетах термической истории Земли исходя из тех или иных гипотез ее образования; 2) изменении геофизических свойств пород с глубиной (скорости сейсмических волн, электропроводности и т.д.); 3) использовании минеральных равновесий глубинных пород в качестве геотермометров и геобарометров; 4) измерении величины тепловых потоков вблизи поверхности.





Р и с. 4. Оценки распределения температуры с глубиной в различных тектоно-структурных зонах Земли

a — геотермы для моделей установившегося температурного поля при условии переноса тепла путем теплопроводности и радиации; 1, 2 — под океанами и континентами согласно [92], 3, 4 — то же самое согласно [30]; b — геотермы в областях под срединными океаническими хребтами согласно различным моделям формирования литосферы для времени более 100 млн. лет: 1 — согласно модели [92], 2, 3 — [178], 4 — [105], 5 — [168], 6 — [183], пунктирные линии — пример изменения геотермических полей со временем согласно модели [168], цифры при них — время в млн. лет; b — геотермы в областях погружения литосферы в мантию согласно некоторым теоретическим моделям; пунктирные кривые с точками — центральные части погружающейся литосферной плиты, сплошные кривые — ее верхняя поверхность; 1 — модель [167], 2 — [155], 3 — [117]; z — пироксеновые геотермы в сопоставлении с некоторыми теоретическими геотермами: 1 — океанические пироксеновые высокотемпературные геотермы [151], 2 — те же низкотемпературные [151], 3, 4 — континентальные пироксеновые геотермы [81] и [146] соответственно, 5 — 7 — океанические и континентальные геотермы согласно теоретической модели [92], 8 — океанические геотермы с учетом подъема мантийных масс [168]; для всех рисунков a — плавления перидотита при концентрации H_2O более 0,5 вес.%, b — то же в "сухих" условиях, z — плавление перидотита в присутствии паровой фазы с соотношением $(H_2O/H_2O + CO_2) = 0,5$

В качестве главных источников тепла, определяющих температурное поле Земли, рассматриваются [30, 172, 206]: 1) превращение гравитационной энергии в тепловую во время дифференциации Земли и формирования ее ядра; 2) превращение механической энергии в тепловую при различных формах движения масс мантии; 3) радиоактивный распад долгоживущих изотопов. Распределение тепла зависит и от способов переноса тепла в

недрах. К ним относятся теплопроводность с ее решетчатой (фононной) и радиационной составляющей и конвекция. Роль радиационной составляющей теплопроводности возрастает по мере повышения температуры и соответственно глубины [30].

Рассмотрим некоторые из термических моделей, останавливаясь главным образом на оценках геотерм для верхней мантии.

Термические модели, предложенные С. Кларком, А. Рингвудом [92], Е.А. Любимовой [30], относятся к условиям установившегося температурного режима при отсутствии конвекции вещества мантии. Широко используемые в петрологической литературе континентальные и океанические геотермы С. Кларка и А. Рингвуда построены с привлечением представлений о формировании коры путем вертикальной дифференции вещества мантии с учетом переноса тепла при высокой температуре не только фононной, но и радиационной составляющей теплопроводности, а также величины тепловых потоков вблизи поверхности Земли (рис. 4, а).

Д. Тозер [191], основываясь на представлении о конвективной неустойчивости мантии на глубинах менее 600 км, рассмотрел возможный вклад конвективного переноса тепла в радиационно-кондуктивную модель А. Рингвуда и С. Кларка. В области конвективности течения температуры оказываются ниже по сравнению с радиационно-кондуктивной моделью, кроме того, геотермы для океанических и континентальных областей оказываются близкими по величине.

Д. Туркатте и Е. Оксбург [195] рассмотрели температурный режим в мантии под океанами, привлекая конвекционную модель. Они пришли к выводу о близости температурных градиентов к адиабатическому. На глубинах более 350 км оцененные температуры на $\sim 350^\circ\text{C}$ выше температур конвективной модели Д. Тозера и весьма близки к таковым для радиационно-кондуктивной модели С. Кларка и А. Рингвуда.

Согласно концепции, называемой новой глобальной тектоникой, температурный режим в верхней мантии должен определяться процессами формирования и развития литосферы, ее движением в виде твердой плиты поверх нижележащей астеносферы. Срединные океанические хребты рассматриваются как области формирования океанической коры, а вулканические островные дуги — как место ее поглощения при погружении в мантию. В первом случае температурный режим недр определяется подъемом высокотемпературного мантийного вещества, а во втором — тепловым взаимодействием верхней мантии с более холодным веществом погружающейся литосферы.

Было предложено несколько моделей для описания температурного поля в областях под срединно-океаническими хребтами исходя из тех или иных предположений о характере подъема мантийного вещества и его взаимодействия с литосферой [78, 79, 105, 153, 166, 168, 178, 183]. Некоторые из полученных результатов нанесены на рис. 4, б в сравнении с океанической геотермой С. Кларка и А. Рингвуда для установившегося температурного режима. Важный момент динамических тепловых моделей — существенное изменение температурного поля во времени.

Факторы, определяющие распределение температуры в погружающейся литосфере, включают скорость погружения плиты, адиабатическое сжатие литосферы, тепло фазовых реакций.

Распределение температуры в мантии в областях погружения литосферных плит обсуждалось рядом авторов [31, 153, 155, 167]. Полученные результаты отличаются значительным расхождением (см. рис. 4, в). Общим ожидаемым эффектом является резкое возрастание температуры вдоль верхней поверхности погружающейся литосферной плиты по сравнению с ее центральными частями и породами окружающей мантии как следствие превращения механической энергии трения в тепло. Предполагается, что локальное повышение температуры и создает условия для магнообразования.

Более прямые определения равновесных температур и давлений в верхней мантии становятся возможными путем сравнения химического состава природных ассоциаций минералов ультраосновных нодулей с результатами экспериментальных исследований при высоких температурах и давлениях силикатных систем.

Для ультраосновных пород, содержащих равновесные ассоциации энстатита, диопсида и А-фаз (гранаты и шпинели), температура может быть оценена путем экспериментального определения сольвуса в системе диопсид — энстатит по содержанию кальция в диопсиде, а давление — из определения содержания алюминия в энстатите.

Ф. Бойд [181] и Ф. Бойд и П. Никсон [83] оценили древнюю геотерму под Африканским континентом, используя для этого нодули гранатовых перидотитов из некоторых кимберлитовых пород. Подобным же образом И. МакГрегор [146] определил океаническую геотерму и попытался построить термальную структуру литосферы на основании химического анализа нодулей шпинелевых перидотитов и гранатовых пироксенитов из щелочных базальтов Гавайских вулканов и других областей.

Пироксеновые геотермы для континентальных и океанических областей, полученные Ф. Бойдом [81] и И. МакГрегором [146], характеризуются наличием перелома при температурах около 1050–1100°C (см. рис. 4, з). Его появление интерпретируется как пересечение с верхней границей зоны пониженных скоростей, однако природа изгибов на геотермах остается спорной. Дж. Мерсиер и Н. Картером [150, 151] были получены улучшенные пироксеновые геотермы для океанических и континентальных областей, которые хорошо согласуются с рядом теоретических геотерм и не имеют изгибов, как это наблюдалось в случае расчетов Ф. Бойда и И. МакГрегора (см. рис. 4, з).

Океанические геотермы, показанные на рис. 4, з (кривые 1 и 2), основаны на анализе лерцолитовых ксенолитов из базальтовых и частично на анализе лерцолитов из перидотитов альпийского типа. Из них высокотемпературная геотерма

$$T = 10,12(P + 4,9) - 5355/(P + 4,9) + 1045 \quad (3-1)$$

соответствует главным образом ксенолитам из базальтов, которые ассоциируются с рифтовыми зонами, в то время как низкотемпературная геотерма

$$T = 4,34(P + 8,6) - 11840/(P + 8,6) + 1340 \quad (3-2)$$

более соответствует ксенолитам для базальтов Гавайских вулканов. Континентальная геотерма для районов Южной Африки, полученная на

основании данных для ксенолитов из кимберлитов (см. рис. 4, з, кривая 3), описывается зависимостью

$$T = 7,99(P + 21,4) - 24914/(P + 21,4) + 996. \quad (3-3)$$

Перейдем к рассмотрению соотношения между теоретическими геотермами и экспериментальными данными по влиянию давления и летучих компонентов на плавление пород верхней мантии.

Для установившихся температурных полей при переносе тепла путем теплопроводности и радиации, пироксеновых геотерм и ряда динамических моделей, которые учитывают вклад конвекции и иных форм движения масс, температура плавления пород верхней мантии оказывается ниже температуры их солидуса в "сухих" условиях, но во всех случаях достигает температуры плавления в присутствии воды (см. рис. 4). Таким образом, в случае отсутствия летучих компонентов в верхней мантии образование магм может быть объяснено лишь с привлечением каких-то дополнительных процессов, создающих аномалии в температурном режиме. Подъем высокотемпературных масс мантии из ее глубин в область более низких давлений является одним из них [113, 172, 206], другим процессом могло бы быть превращение механической энергии в тепловую при движении литосферы по астеносфере и ее погружении в мантию [153, 155, 167].

В противоположность "сухой" мантии понижение температуры плавления ее пород в присутствии воды делает возможным появление расплавленного состояния в широкой области давления (см. рис. 4).

СВЯЗЬ МАГМООБРАЗОВАНИЯ С ПОДЪЕМОМ ВЕЩЕСТВА ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Если зону пониженных скоростей рассматривать как область плавления пород верхней мантии, то возникает вопрос о том, является ли она непосредственным местом генерации тех магм, которые наблюдаются вблизи поверхности Земли.

Согласно теоретическим расчетам по влиянию доли расплава на изменение скорости сейсмических волн [73] и величину электропроводности [179], а также экспериментальным оценкам плавления при ограниченном количестве летучих [172, 206] доля силикатной жидкости в зоне пониженных скоростей должна составлять около 1–5%. Этой степени плавления недостаточно для образования главных типов магм. Например, для появления базальтовой жидкости степень частичного плавления перидотитов при высоких давлениях должна составлять около 2–30%, а для появления андезитовой жидкости — около 10–20% [172, 206, 160].

Таким образом, для объяснения условий появления наиболее распространенных типов магм необходимо привлечь какие-то дополнительные процессы, которые могли бы увеличить долю расплава. Решение этого вопроса оказывается ключевым при выборе механизма плавления.

Можно предположить несколько путей увеличения степени плавления: 1) миграцию летучих компонентов из более глубоких частей мантии в зону частичного плавления с соответствующим увеличением доли расплава; 2) локальное повышение температур; 3) перемещение частично расплавленных пород в область более низких давлений.

Первое представляется маловероятным, поскольку содержание воды в базальтовых излияниях невелико (1–3 вес. %) [16]. Источником второго могло бы быть тепло, связанное с проникновением высокотемпературных диапиров мантийных пород из глубин, лежащих ниже области частичного плавления. Этот механизм по своему существу является вариантом модели, используемой для объяснения условий магмообразования в "сухой" мантии. Причиной локального повышения температуры могло бы быть тепло химических реакций, природа которых представляется весьма проблематичной. Третий вариант может быть обусловлен нарушением гравитационной устойчивости пород в зоне частичного плавления с образованием диапиров, как это было предложено Д. Грином и А. Рингвудом [112, 113] и П. Уайли [205]. Имеются теоретические обоснования возможности подобного процесса [169].

В рамках третьего варианта роль летучих в магмообразовании на первых его этапах сводится главным образом к созданию условий, благоприятных для нарушения механической устойчивости пород мантии благодаря понижению плотности среды и резкому понижению ее вязкости. Так же как и для модели "сухой" мантии, образование главной массы расплава происходит при подъеме диапиров в область низких давлений, однако в присутствии летучих компонентов этот процесс может быть ограничен по давлению благодаря наличию температурных экстремумов на кривых плавления.

НЕКОТОРЫЕ ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ОБ УСЛОВИЯХ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ В КОРЕ

Участие летучих компонентов в плавлении пород континентальной коры является очевидным из многих геохимических данных [35]. Дискутируется главным образом та роль, которую они играют в гранитообразовании. Существующие точки зрения могут быть сведены к двум: 1) представлению о гранитообразовании под влиянием интенсивных потоков летучих компонентов из глубин мантии [26, 27], 2) представлению о магмообразовании в коре при ограниченном количестве летучих компонентов в ее породах [50, 51, 54]. В пользу второго случая свидетельствуют исследования условий кристаллизации гранитов как на основании экспериментальных данных [188], так и при изучении расплавленных включений в минералах магматических пород [32].

Если считать воду в качестве главного летучего компонента коры, то при существующих представлениях о величинах геотермического градиента (20–30°/км) как гранитное, так и базальтовое вещество в присутствии водной паровой фазы должны были бы находиться в частично расплавленном состоянии, начиная с глубин 20–30 км. Это противоречит данным геофизических методов, которые не обнаруживают в континентальной коре частично расплавленных слоев или жидких магматических тел, как это наблюдается для пород верхней мантии.

Таким образом, следует признать существование факторов, ограничивающих влияние воды на понижение температуры солидуса пород с ростом давления и, возможно, создающих особые термические условия для возникновения плавления.

Ими могут быть следующие: 1) более высокие температуры плавления пород при низких концентрациях H_2O в них (менее 0,1–0,5 вес. %), когда температура солидуса практически определяется T – P условиями стабильности водосодержащих фаз – амфибола, биотита и т.д. (см. рис. 1, второй тип плавления); 2) присутствием во флюидах коры, кроме воды, таких малорастворимых летучих компонентов в расплаве, как CO_2 , азот и другие, как это впервые предположили В.С. Соболев и другие [50, 51] (см. рис. 1, тип плавления А).

Первое представляется менее вероятным, поскольку среднее содержание воды в осадочно-метаморфических породах коры превышает 0,5 вес. %, составляя 2–2,5 вес. % [46]. Второе же подтверждается изучением состава флюидов метаморфических пород [32, 52, 192].

Из-за наличия температурного минимума на поверхности плавления силикатов в присутствии H_2O и CO_2 при давлениях между 5–10 кбар (см. рис. 3, а) следует ожидать, что при высокой доле углекислоты плавление коры должно скорее всего носить локальный характер и быть приуроченным к ее определенным глубинам [14, 24, 132]. Созданию локального характера плавления должно способствовать и изменение состава флюидов коры, которое характеризуется уменьшением P_{H_2O} и увеличением P_{CO_2} с ее глубиной [14, 51].

Причины обогащенности нижних частей континентальной коры углекислотой являются предметом дискуссии. Ими могут быть внутрикоровые процессы, связанные с метаморфизмом пород и декарбонизацией, повторяющиеся процессы частичного плавления, газовый массообмен с породами верхней мантии. Предполагается, что одним из главных факторов высокой концентрации CO_2 в нижних частях континентальной коры могут быть частичное плавление пород верхней мантии и дегазация базальтовых магм [15, 17, 132].

Гранитоидные батолиты орогенных областей с четкими признаками кристаллизации из расплава имеют явные геологические свидетельства их перемещения из глубин к поверхности. Величина этого перемещения может быть более достоверно оценена на основании геофизического изучения размещения гранитоидных масс в коре [2, 36, 42, 70, 77]. Согласно им, гранитоидные массивы, как правило, представляют собой уплощенные однородные тела, горизонтальные размеры которых значительно преобладают над вертикальными. Их мощность составляет приблизительно 1/3 мощности коры и лежит в пределах 2–10 км, иногда несколько более, в то время как горизонтальные размеры достигают десятков километров. Отдельные гранитные массивы на глубине объединяются, образуя зоны сплошного развития гранитов. Таким образом, геофизические данные не подтверждают представления о крупных массивах гранитоидов как о телах, постепенно разрастающихся книзу и непосредственно связанных с подкоровыми областями Земли (так называемые "бездонные" батолиты, по Р.О. Дели).

Граниты, как правило, перекрываются сверху осадочно-метаморфическими породами, что свидетельствует о том, что при своем подъеме они не имели по тем или иным причинам возможностей для достижения поверхности Земли.

Гранитные тела на глубине 3–15 км подстилаются более плотными

образованиями, природа которых неясна [2, 42, 36]. По плотности они соответствуют "диориту", однако их реальный состав неизвестен. Возможно, подстилающие слои связаны с процессом образования гранитной магмы и являются какими-то остатками после полного или частичного отделения расплава. Однако не исключено, что они представляют собой метаморфические образования, не вовлеченные непосредственно в процесс плавления. Во всяком случае, следует подчеркнуть, что во всех известных случаях плотность гранитных тел меньше плотности подстилающих пород, как это следовало бы ожидать при разделении кристаллов и жидкости под влиянием силы тяжести.

Несомненно, что образование гранитных батолитов происходило в условиях перемещения вещества и общего понижения давления на него. Однако в отличие от базальтов граниты не испытали существенной потери связи с местом их генерации, подъем составлял около 10–20 км. Было бы важным оценить, достаточно ли этой величины для плавления при декомпрессии. Во всяком случае можно отметить, что количество жидкости, которое может возникнуть при эвтектическом плавлении пород коры в присутствии 2–2,5 вес. % H_2O , недостаточно для образования гранитов. С этих позиций декомпрессия поднимающегося вещества, как и в случае верхней мантии, могла бы быть процессом, способствующим увеличению доли силикатной жидкости.

Глава 4

ТЕРМОДИНАМИКА И ДИНАМИКА ПЛАВЛЕНИЯ В УСЛОВИЯХ АДИАБАТИЧЕСКОЙ ДЕКОМПРЕССИИ ВЕЩЕСТВА

Уравнение (1–1) не охватывает многих важных сторон магматических равновесий, в частности их многокомпонентности, изменений в составе и химических свойствах твердой, жидкой и газовой фаз. Особая необходимость в оценке влияния летучих компонентов на плавление сопряжена с адиабатическим понижением давления, поскольку связанное с их присутствием изменение температуры плавления и смещение полей кристаллизации магм исключительно велики.

Есть все основания предполагать, что присутствие летучих компонентов в глубинах коры и мантии приведет к более сложному характеру плавления в условиях декомпрессии, чем это следует из оценок, основанных на анализе поведения однокомпонентных "сухих" систем. Как показали экспериментальные исследования последних лет, солидусные и ликвидусные поверхности силикатных систем, включающих летучие компоненты H_2O и CO_2 , характеризуются наличием температурных минимумов и максимумов, происхождение которых связано, во-первых, с изменением объемного эффекта реакции [кристалл] + [флюид] $\rightleftharpoons$ [расплав] при повышении давления [133]; во-вторых, с различной растворимостью в расплаве компонентов газовых смесей (например, системы альбит– H_2O – CO_2 [132] и диопсид– H_2O – CO_2 [1975]); в-третьих, с образованием при высоких давлениях кристаллических фаз, связываю-

щих летучие компоненты в своей структуре (амфиболы, слюды, карбонаты [205, 210]). Эти экстремумы разделяют весь интервал давлений на области с положительными и отрицательными значениями dT/dP вдоль линий декомпрессии (см. рис. 3). Пересечение границы таких областей сопровождается переходом от плавления к кристаллизации в процессе понижения давления или наоборот (см. соотношение (1-1)). Это накладывает определенные ограничения как на возможность образования продуктов частичного плавления пород коры и мантии, так и на способность этих продуктов перемещаться к поверхности Земли. Таким образом, плавление при адиабатическом понижении давления оказывается тесным образом связанным с режимом летучих компонентов в глубинах Земли.

В данной работе для анализа физико-химических условия адиабатической декомпрессии продуктов частичного плавления пород коры и верхней мантии, а также магм, поднимающихся из вулканических очагов, выбрана система $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит)– H_2O , для которой есть необходимые термодинамические данные [88]. Результаты расчета линий адиабатической декомпрессии в этой системе будут использованы для оценки принципиальных моментов магматического процесса: изменения соотношения расплав–кристаллы–пар и температурного режима. Конечной целью является выяснение оптимальных условий образования магм в рамках выбранной модели.

Адиабатический градиент температуры и адиабатическая сжимаемость в системе альбит–вода впервые были оценены Д. Рамбеллом [170], однако он не использовал полученные данные для анализа магматических процессов в том плане, как намечено нами. Д. Харрис [121], используя данные для системы альбит–вода, определил влияние адиабатического понижения давления на кристаллизацию гранитных магм в области их насыщения H_2O , т.е. его анализ был ограничен равновесием кристаллы + расплав + пар.

МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА

Идея о плавлении пород коры и мантии путем адиабатической декомпрессии представляется привлекательной вследствие того, что процессы разогрева и плавления в этом случае разделяются во времени. Общую схему процесса магмообразования в рамках этой модели можно представить следующим образом: 1) медленный разогрев вещества в глубинах коры или верхней мантии, например, за счет тепла распада радиоактивных элементов (при этом возникает гравитационная нестабильность системы, однако высокая вязкость твердого вещества препятствует конвективному движению); 2) появление первых порций расплава резко понижает вязкость глубинного вещества и вызывает его подъем. Этот процесс является саморазвивающимся, так как сопровождается декомпрессионным плавлением вещества. Развитие магмообразования при этом происходит исключительно за счет тепла, накопленного на первой стадии процесса. Таким образом, отпадают многие трудности, связанные с предположениями о внешних источниках тепла (интенсивные потоки летучих компонентов и тепла и т.д.).

Кроме того, понижение давления является универсальным фактором, неизбежным для многих процессов в коре и мантии. Оно может быть

обусловлено снятием стрессовых негидростатических напряжений, например, при тектонических движениях в период крупных землетрясений, при возникновении глубоких разломов и сводообразования в литосфере. Более значительные эффекты понижения давления должны проявляться в отдельных элементах массы коры и мантии при их движении к поверхности Земли. Это перемещение может быть связано с конвективным течением пород [181] или формированием астенолитов [71], диапиров [205] в мантии, формированием интрузий и плутонических тел при плавлении пород коры, а также с подъемом магм из промежуточных вулканических очагов.

Гипотеза плавления мантии при снятии стрессовых напряжений была использована Х. Куно и другими исследователями [138] для объяснения корреляции между сейсмической активностью кольцевой тихоокеанской зоны землетрясений и проявлением вулканизма в этих районах. Однако этот механизм плавления встречает критические замечания с физической точки зрения. По-видимому, за исключением верхних частей коры, негидростатические напряжения на больших глубинах не могут быть так велики, чтобы при их снятии вызвать плавление пород в ощутимых размерах [78].

Плавление, сопряженное с конвекцией твердых пород и формированием диапиров в недрах Земли, привлекает все большее внимание исследователей и представляется одной из наиболее удовлетворительных моделей магообразования в верхней мантии [205, 112]. Одним из главных оснований для ее привлечения при рассмотрении "сухой" мантии является то обстоятельство, что при всех предполагаемых температурах в ней они оказываются ниже температуры солидуса ультраосновных пород, поэтому для объяснения появления магм приходится рассматривать подъем твердых высокотемпературных масс из глубин в область более низких давлений с их последующим плавлением.

В противоположность модели "сухой" мантии понижение температуры плавления ее пород под влиянием летучих компонентов делает возможным появление расплавленного состояния в широкой области давлений. Однако при предполагаемых низких содержаниях воды и других летучих компонентов в породах мантии (0,1–0,6 вес.% [205]) количество расплава должно быть незначительным (плечный, межгранулярный расплав), поэтому и в этом случае для последующего развития магообразования также необходим дополнительный процесс. Им может быть: 1) миграция летучих компонентов из более глубоких частей мантии в зону частичного плавления с соответствующим увеличением количества расплава; 2) локальное повышение температуры; 3) перемещение частично расплавленных пород в область более низких давлений.

Первое представляется маловероятным, поскольку содержание воды в базальтовых магмах невелико (1–3 вес.%) [16]. Источником второго могло бы быть тепло, связанное с проникновением высокотемпературных диапиров мантийных пород из глубин, лежащих ниже области частичного плавления. Этот механизм по своему существу является вариантом модели, используемой для объяснения условий магообразования в "сухой" мантии. Причиной локального повышения температуры могло бы быть тепло химических реакций, природа которых представляется весьма проблематичной. Третий вариант может быть обусловлен нарушением гравита-

ционной устойчивости пород в зоне частичного плавления с образованием диапиров, как это было предположено П. Уайли [205]. Имеются теоретические обоснования возможности подобного процесса [169].

В рамках третьего варианта роль летучих компонентов в маглообразовании на первых его этапах сводится главным образом к созданию условий, благоприятных для нарушения механической устойчивости пород мантии благодаря понижению плотности среды и резкому понижению ее вязкости. Так же как и для модели "сухой" мантии, образование главной массы расплава происходит при подъеме диапиров в область более низких давлений, однако в присутствии летучих компонентов этот процесс может быть ограничен по давлению благодаря наличию температурных экстремумов на кривых плавления (см. рис. 3).

Участие летучих компонентов в плавлении пород континентальной коры является очевидным. Дискутируется главным образом та роль, которую они играют в гранитообразовании. Существующие точки зрения в общем могут быть сведены к двум: 1) к представлениям о гранитообразовании под влиянием интенсивных потоков летучих компонентов из глубин мантии [28]; 2) к представлениям о маглообразовании в коре при ограниченном количестве летучих в ее породах [50].

В данной работе авторы рассматривают второй случай. В его пользу свидетельствуют исследования условий кристаллизации гранитов как на основании экспериментальных данных [16], так и при изучении расплавленных включений в минералах магматических пород [32].

Эвтектическое плавление пород континентальной коры при среднем содержании воды в них 2–2,5 вес.% [46] может привести к появлению лишь незначительного количества расплава. Можно предполагать, что, как и в верхней мантии, увеличение доли расплава происходит при понижении общего давления при подъеме продуктов частичного плавления к поверхности Земли. С этой точки зрения, и мантии, и кора могут иметь общий механизм маглообразования.

АДИАБАТИЧНОСТЬ ПРОЦЕССА ПОДЪЕМА ЧАСТИЧНО РАСПЛАВЛЕННОГО ГЛУБИННОГО МАТЕРИАЛА

Плавление поднимающегося вещества за счет адиабатической декомпрессии представляет собой предельный случай развития магматического процесса, поскольку предполагает отсутствие потери тепла системой в окружающую среду или незначительную его потерю на каком-то этапе подъема магмы. Выполнение этого условия зависит от скорости подъема продуктов плавления и от массы поднимающегося вещества: чем больше скорость подъема и масса диапира, тем меньше относительные потери тепла во внешнюю среду и тем ближе к адиабатическим условия подъема. В противоположность адиабатической модели другим предельным случаем был бы такой вариант процесса, при котором в каждый момент движения магмы к поверхности ею достигается тепловое равновесие с окружающими породами. Из геологических фактов хорошо известно, что при формировании интрузивов в коре или при подъеме магм в вулканических областях этого не происходит. Температура всех пришедших из глубин порций магм выше температуры окружающих пород. Тепловое равновесие наступает

лишь в момент окончательной остановки магм на глубине или при их излиянии на поверхность.

Существуют некоторые геохимические и геофизические данные, позволяющие судить о скорости движения магматических масс. К ним относятся данные о термическом состоянии ксенолитов, результаты геофизических измерений во время вулканических извержений, данные о характере некоторых фазовых превращений. Еще Х. Йодер [212] при обсуждении роли адиабатической декомпрессии в магмообразовании обратил внимание на слабую тепловую обработку ксенолитов в вулканитах кислого, андезитового и базальтового состава как на свидетельство весьма быстрого подъема магм к поверхности Земли. Сейсмические измерения во время извержений также подтверждают значительную скорость подъема базальтовых магм из питающих очагов [46]. Свидетельством отсутствия заметной потери тепла при подъеме некоторых основных и кислых магм в вулканических областях может быть незначительное изменение их температур в широкой области давлений (до 5–10 кбар), устанавливаемое при термодинамическом анализе P – T -условий кристаллизации фенокристаллов и мегакристаллов [104, 69]. Общеизвестны факты поразительно быстрого подъема наиболее глубоких кимберлитовых магм мантии. Тем не менее в целом следует признать, что скорости перемещения магматических систем и их массы являются параметрами в высшей степени неопределенными, а динамика плавления и последующего перемещения расплавов к поверхности Земли — проблемой, далекой от решения.

Для выполнения условия адиабатичности процесса подъема магм важнейшее значение имеют особенности теплофизических свойств расплавов, связанные с их кристаллизацией. Наиболее наглядно это проявляется в случае однокомпонентных или эвтектических расплавов, для которых равновесие с твердой фазой при постоянном давлении является невариантным (заметим, что сам способ формирования расплавов путем частичного плавления глубинного вещества предполагает их эвтектичность или квазиэвтектичность). В этом случае во всем объеме смеси расплава с его собственной твердой фазой температура строго постоянна, что полностью исключает возможность перемещения тепла по механизму теплопроводности (тепловой поток в каждой точке $J = -\lambda \text{ grad } T = 0$, так как $\text{grad } T = 0$). Можно сказать, что невариантные многофазные смеси до тех пор, пока не исчезнет одна из сосуществующих в них фаз, остаются идеальными теплоизоляторами. Формально это свойство невариантных систем проявляется в том, что в точке фазового перехода теплоемкость смеси ($c_p = \delta Q / dT$) обращается в бесконечность (так как нагревание или охлаждение смеси приводит только к изменению количеств твердой и жидкой фаз, но не к изменению температуры: $\delta Q \neq 0$, $dT = 0$), а следовательно, коэффициент температуропроводности системы $a = \lambda / (c_p \rho)$ обращается в нуль. Это, конечно, не означает, что расплав не отдает тепло в окружающие его более холодные породы, просто его кристаллизация строго локализуется на границе раздела расплав–вмещающая среда. На этой границе реализуется одна из форм краевого условия Стефана:

$$J(\xi) = \Delta H_{\text{пл}} d\xi / dt,$$

где $J(\xi) = -\lambda \text{ grad } T$ — поток тепла из расплава во вмещающие породы,

$a \, d\xi/dt$ — скорость продвижения фронта кристаллизации в глубь расплава. При этих условиях каждый элемент объема расплава в теплообмене с окружающими породами не участвует и остается в адиабатическом состоянии до тех пор, пока не встретится с фронтом кристаллизации. Как видим, в случае эвтектического равновесия от размера диапира и скорости его подъема зависят ответы на вопросы, сохранится ли расплав в течение промежутка времени, достаточного для его проникновения в верхние ярусы земной коры, или какая часть исходного расплава сможет проделать этот путь, но отнюдь не на вопрос о степени адиабатичности процесса подъема магмы.

В случае неэвтектического (поливариантного) равновесия поднимающегося расплава с взвешенными в нем кристаллами в его объеме в принципе могут существовать определенные перепады температур, и соответственно может осуществляться перенос тепла по механизму теплопроводности. Однако возникновение этих температурных неоднородностей сильно буферизируется процессами плавления—кристаллизации (скрытая теплота плавления в многокомпонентных гетерогенных смесях практически всегда составляет подавляющую часть общей теплоемкости смеси, а его коэффициент температуропроводности по крайней мере на порядок ниже соответствующего коэффициента чистого расплава), и основную часть тепла, теряемого диапиром в окружающие породы, все-таки составляет теплота кристаллизации его краевой части. Поэтому направленная кристаллизация расплава на контакте с более холодными вмещающими породами наряду с высокой скоростью подъема магмы может рассматриваться как весьма существенный фактор сохранения адиабатических условий в центральной части движущейся магматической системы.

ТЕХНИКА РАСЧЕТОВ

Для расчета адиабат смесей альбит—вода мы использовали блок ДИАГРАММА описанной в работе [59] программы решения на ЭВМ системы уравнений тепло- и массопереноса в магматической камере. В этой (предназначенной для моделирования динамики кристаллизационной дифференциации магмы) программе блок ДИАГРАММА наиболее часто используется — при решении одного варианта задачи обращение к нему происходит десятки тысяч раз. По этой причине алгоритм его работы подчинен требованию максимальной скорости счета, естественно, за счет точности представления термодинамических свойств систем. В принципе существующие в настоящее время экспериментальные данные по термодинамическим свойствам компонентов данной системы позволяют рассчитывать значительно более точные адиабаты, чем представленные ниже результаты, которые с термодинамической точки зрения должны рассматриваться только как аппроксимационные. Мы не сочли нужным перерабатывать алгоритм расчета и уточнять эти результаты по той простой причине, что сама система альбит—вода в смысле представления условий адиабатической декомпрессии представляет очень приблизительную модель реальных магматических систем.

Исходной информацией, которая должна быть определена при входе в блок ДИАГРАММА, являются валовый состав ($n_A, n_H, n_A + n_H = 1$ моль)

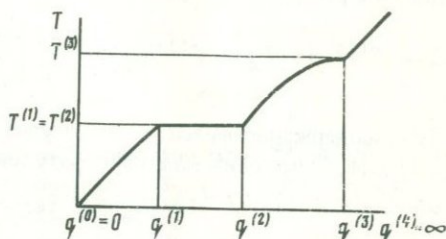
и теплосодержание $q(P)$ 1 моль смеси. Под теплосодержанием понимается энтальпия изобарного разогрева смеси от нулевой температуры:

$$q(P) = \Delta H^P = H_T^P - H_0^P. \quad (4-1)$$

На основании информации о n_A , n_H и q , естественно, с использованием постоянного набора термодинамических данных в блоке проводится расчет температуры, фазового состава смеси и состава сосуществующих фаз. В основе алгоритма этого расчета лежит моделирование изобарного нагрева смеси заданного состава.

Для систем с фазовыми переходами зависимость температуры от q при заданном давлении и валовом составе является функцией непрерывной, но не гладкой (рис. 5). В точках, соответствующих изменению фазового

Р и с. 5. Принципиальный вид зависимости температуры двухкомпонентной смеси от теплосодержания



состава, она испытывает изломы. Система альбит-вода в изобарном сечении имеет простую диаграмму с эвтектикой, поэтому кривая $T(q)$ состоит в общем случае из четырех кусков. Первый соответствует нагреванию смеси от нулевой температуры до эвтектической $T^{(1)}$, на этом интервале

$$0 < q < q^{(1)} = (n_A c_{p,A}^P + n_H c_{p,H}^v) T^{(1)}, \quad (4-2)$$

$$T = \frac{q}{n_A c_{p,A}^s + n_H c_{p,H}^v}. \quad (4-3)$$

Второй — интервал эвтектического плавления при постоянной температуре: $T^{(2)} = T^{(1)}$, $q^{(1)} < q < q^{(2)}$. В интересующих нас случаях (относительно низкое содержание H_2O) максимально возможное количество эвтектического расплава будет определяться количеством воды: $n_3 = n_H / N_H$. Поэтому

$$q^{(2)} = \frac{n_H}{N_H} (\Delta \bar{H}_A N_A^3 + \Delta \bar{H}_H N_H^3) + q^{(1)}, \quad (4-4)$$

где $\Delta \bar{H}_A$ и $\Delta \bar{H}_H$ — парциальные энтальпии плавления альбита и растворения воды. Если заданное значение q попало в интервал от $q^{(1)}$ до $q^{(2)}$, то температура смеси равна эвтектической, количество расплава определяется формулой

$$n_l = \frac{q - q^{(1)}}{\Delta \bar{H}_A N_A^3 + \Delta \bar{H}_H N_H^3}, \quad (4-5)$$

состав расплава эвтектический.

Третий интервал (от $q^{(2)}$ до $q^{(3)}$) соответствует моновариантному (в изобарном сечении) равновесию избыточной фазы (при низких содержаниях H_2O это практически всегда будет альбит) с расплавом. Здесь соотношение между T и q зависит от формы кривой ликвидуса и его аналитическое представление выглядит достаточно сложно. Мы аппроксимировали ликвидусную кривую в координатах N - T прямой, соединяющей эвтектическую точку ($N_A^3, T^{(1)}$) с точкой, соответствующей плавлению сухого альбита ($1, T_A$). Как уже отмечалось выше, эта довольно грубая аппроксимация связана исключительно с требованием максимальной скорости счета. В этом приближении на интервале моновариантного плавления температура расплава оказывается связанной с количеством перешедшего в расплав избыточного компонента Δn_A соотношением [59]:

$$T = T^{(2)} + (T_A - T^{(2)}) \frac{\Delta n_A N_H^3}{n_H + \Delta n_A N_H^3}. \quad (4-6)$$

Теплосодержание смеси, если не учитывать зависимости $\Delta \bar{H}_A$ от состава расплава, будет связано с температурой и Δn_A формулой

$$q - q^{(2)} = (T - T^{(2)}) c_p^{\text{mix}} + \Delta n_A \Delta \bar{H}_A + (T - T^{(2)}) \Delta c_{p,A}. \quad (4-7)$$

Здесь c_p^{mix} — теплоемкость смеси, образовавшейся в результате плавления двойной эвтектики:

$$c_p^{\text{mix}} = (N_A^3 c_{p,A}^I + N_H^3 c_{p,H}^I) \frac{n_H}{N_H^I} + c_{p,A} \left(n_A - n_H \frac{N_A^3}{N_H^3} \right). \quad (4-8)$$

Учитывающий температурную зависимость $\Delta \bar{H}_A$ член $\Delta c_{p,A} \cdot (T - T^{(2)})$ мал по сравнению с $\Delta \bar{H}_A$ и может быть отброшен. Из уравнения (4-6) Δn_A может быть выражено через T :

$$\Delta n_A = \frac{T - T^{(2)}}{T_A - T} \frac{n_H}{N_H^3}. \quad (4-9)$$

Подстановка (4-9) в (4-7) дает квадратное уравнение относительно T :

$$q - q^{(2)} = (T - T^{(2)}) c_p^{\text{mix}} + \frac{T - T^{(2)}}{(T_A - T^{(2)}) - (T - T^{(2)})} \times \\ \times \Delta \bar{H}_A \frac{n_H}{N_H^3}, \quad (4-10)$$

решение которого определяет зависимость T от q :

$$T = T^{(2)} + \frac{q - q^{(2)}}{2 c_p^{\text{mix}}} + \frac{T_A - T^{(2)}}{2} + \frac{\Delta \bar{H}_A n_H}{2 c_p^{\text{mix}} N_H^3} - \left\{ \left(\frac{q - q^{(2)}}{2 c_p^{\text{mix}}} + \right. \right. \\ \left. \left. + \frac{T_A - T^{(2)}}{2} + \frac{\Delta \bar{H}_A n_H}{2 c_p^{\text{mix}} N_H^3} \right)^2 - \frac{(q - q^{(2)}) (T_A - T^{(2)})}{c_p^{\text{mix}}} \right\}^{1/2}. \quad (4-11)$$

Верхняя граница интервала моновариантного плавления определяется условием

$$\Delta n_A = n_A - n_H \frac{N_A^3}{N_H^3} \quad (4-12)$$

Подстановка этого значения в (4-6) дает $T^{(3)}$:

$$T^{(3)} = T^{(2)} + (T_A - T^{(2)}) \frac{N_H^3 n_A - N_A^3 n_H}{N_H^3 n_A + (N_H^3 - N_A^3) n_H} \quad (4-13)$$

С учетом (4-7) получаем для $q^{(3)}$

$$q^{(3)} = q^{(2)} + \left(n_A - n_H \frac{N_A^3}{N_H^3} \right) \Delta H_A + c_p^{\text{mix}} (T_A - T^{(2)}) \times \\ \times \frac{N_H^3 n_A - N_A^3 n_H}{N_H^3 n_A + (N_H^3 - N_A^3) n_H} \quad (4-14)$$

Если заданное значение q попало в интервал от $q^{(2)}$ до $q^{(3)}$, температура смеси определяется соотношением (4-11), Δn_A — формулой (4-9), состав и количество жидкой фазы:

$$n_A^I = n_H \frac{N_A^3}{N_H^3} + \Delta n_A, \quad n_H^I = n_H, \quad n_l = \frac{n_H}{N_H^3} + \Delta n_A, \quad (4-15)$$

наконец, количество твердого альбита, очевидно, равно

$$n_A^s = n_A - n_A^I \quad (4-16)$$

Если q превышает $q^{(3)}$, мы имеем гомогенную жидкость, состав которой равен валовому составу смеси, и температура, очевидно, равна

$$T = T^{(3)} + \frac{q - q^{(3)}}{n_A c_{p,A}^I + n_H c_{p,H}^v} \quad (4-17)$$

Необходимая для расчетов по приведенным выше формулам термодинамическая информация ограничена значениями теплоемкости и парциальных энтальпий перехода в жидкую фазу компонентов, теплот их изотермического сжатия, а также диаграммой состояния системы. Для теплоемкостей мы использовали следующие значения (в кал/град. моль): $c_{p,H}^I = 18,5$, $c_{p,H}^v = 15$, $c_{p,A}^I = 77,7$, $c_{p,A}^s = 80$ [88]. Парциальная теплота растворения воды в расплаве, которая, согласно экспериментальным данным [88, 16], изменяется в пределах от -200 до -2000 кал/моль, была принята равной -1500 кал/моль. Относительно слабая зависимость перечисленных параметров от температуры, давления и состава расплава не учитывалась. Парциальная энтальпия плавления альбита в зависимости от давления рассчитывалась по формуле $\Delta \bar{H}_A = 14\,500 + 0,220 \cdot P$ (P , бар, $\Delta \bar{H}_A$, кал/моль), полученной из приведенных в работе [88] полиномиальных представлений энтальпий кристаллического альбита и альбитового компонента расплава отбрасыванием всех членов, несущественных по величине в интересующем нас интервале температур и давлений. В случаях, когда содержание воды в расплаве превышало 70 мол.%, к $\Delta \bar{H}_A$ добав-

лялся член, учитывающий ее зависимость от состава расплава [88] (при $N_H^3 > 0,7$):

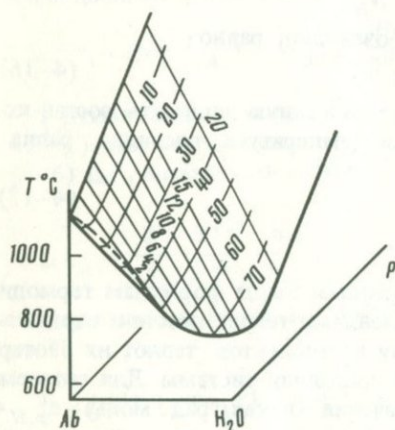
$$\Delta \bar{H}_A = 14\,500 + 0,220 \cdot P + 5\,300 (N_A + \ln N_A + 1,192); \quad (4-18)$$

Параметры диаграммы состояния системы альбит–вода (температура плавления сухого альбита (T_A), состав и температура плавления двойной эвтектики (N_H^3 , N_H^4 , $T^{(1)}$) в зависимости от давления в интервале 0,2–15 кбар определялись по формулам [15].

$$T_A = 1200 + 0,018 P; \quad T^{(1)} = 1500 - 88,843 \ln P;$$

$$N_H^3 = 1,832 - 0,016 T^{(1)}.$$

Для интервала давлений 15–45 кбар из-за отсутствия прямых экспериментальных данных эвтектическая линия была просто продолжена параллельно линии плавления сухого альбита: $T^{(1)} = 646 + 0,018 (P - 15\,000)$ при $P > 15\,000$ бар, $N_H^3 = 0,8$, а для $\Delta \bar{H}_A$ принималось ее значение при $P = 15\,000$ бар. Как уже отмечалось выше, поверхность ликвидуса альбита строилась путем соединения прямой линией эвтектической точки с точкой плавления сухого альбита в каждом изобарном сечении диаграммы. Линия ликвидуса газообразной воды в каждом таком сечении считалась ориентированной вертикально вверх, исходя из эвтектической точки. Построенная таким образом модельная диаграмма системы альбит–вода в N – P – T -пространстве изображена на рис. 6.



Р и с. 6.. Модельная диаграмма состояния системы альбит–вода. Тонкими линиями показаны изобарные сечения поверхности ликвидуса ($L + A$) (числа – давление в кбар) и система изоплет (числа – содержание H_2O в расплаве в мол.%). Пунктиром проведена линия минимумов изоплет

Алгоритм проведенного расчета адиабат заключался в многократном обращении к блоку ДИАГРАММА в процессе сканирования с заданным шагом значений давлений (глубины), теплосодержания и состава смеси. Перед каждым обращением к блоку ДИАГРАММА исходя из заданного давления рассчитывались температура плавления сухого альбита и параметры эвтектической точки (т.е. строилось изобарное сечение диаграммы состояния) и $\Delta \bar{H}_A$. Работа блока ДИАГРАММА в принципе заключается в определении набора величин $q^{(j)}$ (j от 0 до 4) с учетом состава смеси по формулам (4–2), (4–4), (4–13), сравнении этих величин с заданным значением q и выборе интервала, удовлетворяющего условию $q^{(j)} < q <$

$< q^{(j+1)}$. Далее следует расчет температуры, фазового состава и состава расплава по тем из формул (4-3), (4-5), (4-11), (4-13), (4-15), (4-17), которые соответствуют результату выбора интервала плавления $q^{(j)} - q^{(j+1)}$. Эта простая схема расчета несколько осложняется в случаях, когда заданное значение q попадает в интервал ликвидусного плавления $q^{(2)} - q^{(3)}$ при содержании воды в расплаве > 70 мол.%. В этом случае $\Delta \bar{H}_A$ зависит от состава расплава (формула (4-18)), поэтому соотношение (4-11) становится неточным.

Преодолеть это затруднение можно на основе следующих соображений. Прийти к ликвидусному равновесию альбит + расплав мы можем с равным успехом двумя путями — реальным (последовательное плавление эвтектики и соответствующего количества избыточного компонента) и гипотетическим, состоящим в нагреве смеси газообразной H_2O и твердого альбита до равновесной температуры и последующем изотермическом плавлении. Второй путь фактически означает перенесение эвтектической точки в точку ликвидусной кривой, соответствующую искомому равновесию. Этот факт используется для построения итерационной схемы поиска точки ликвидусного равновесия. Результат первого обращения к блоку ДИАГРАММА (температура и состав расплава) в случае, если равновесие оказалось ликвидусным, а расплав содержит более 70 мол.% H_2O , рассматривается как первое приближение. Эти значения приписываются эвтектической точке, определяются $\Delta \bar{H}_A$ для нового состава эвтектического расплава, и обращение к блоку ДИАГРАММА повторяется. Последовательное повторение этих операций проводится до тех пор, пока заданное значение теплосодержания не совпадет с определяемым в блоке ДИАГРАММА значением $q^{(2)}$, т.е. с теплосодержанием, соответствующим полному плавлению двойной эвтектики.

Описанный алгоритм позволяет определять температуру, фазовый состав смеси и состав фаз исходя из набора термодинамических данных и значения теплосодержания смеси. Однако, чтобы рассчитать с его помощью траектории адиабатической декомпрессии, надо знать соответствующую адиабатическим условиям последовательность значений теплосодержания $q_{ад}(P)$.

Условие адиабатичности состоит в том, что элементарная теплота процесса равна 0:

$$\delta Q = dU + P dV = dH - V dP = 0,$$

т.е. энтальпия сжимаемого вещества изменяется по закону

$$dH = V dP,$$

$$H(P) = H(P_0) + \int_{P_0}^P V_{ад} dP. \quad (4-19)$$

Энтальпия стандартного состояния при сжатии зависит от теплоты изотермического повышения давления h , которая в термодинамике определяется соотношением

$$\delta Q = c_p dT + h dP.$$

Из этой формулы с учетом того что теплота произвольного процесса может быть представлена и как

$$\delta Q = \left(\frac{\partial H}{\partial T} \right)_P dT + \left[\left(\frac{\partial H}{\partial P} \right)_T - V \right] dP,$$

легко найти, что

$$\left(\frac{\partial H}{\partial P} \right)_T = h + V.$$

Таким образом, энтальпия стандартного состояния с повышением давления изменяется как

$$H_0(P) = H_0(P_0) + \int_{P_0}^P (h + V_{\text{изот}}) dP. \quad (4-20)$$

Отсюда для теплосодержания при адиабатическом сжатии получаем

$$q(P) = H(P_0) + \int_{P_0}^P V_{\text{ад}} dP - H_0(P_0) - \int_{P_0}^P (h + V)_{\text{изот}} dP. \quad (4-21)$$

Если в этой формуле заменить $h_{\text{изот}}$ на $h_{\text{ад}}$:

$$h_{\text{изот}} = h_{\text{ад}} - \int_{T_0}^{T_{\text{ад}}} \left(\frac{\partial h}{\partial T} \right)_P dT$$

и учесть при этом термодинамическое соотношение

$$\left(\frac{\partial (h + V)}{\partial T} \right)_P = \left(\frac{\partial c_p}{\partial P} \right)_T,$$

соответственно которому

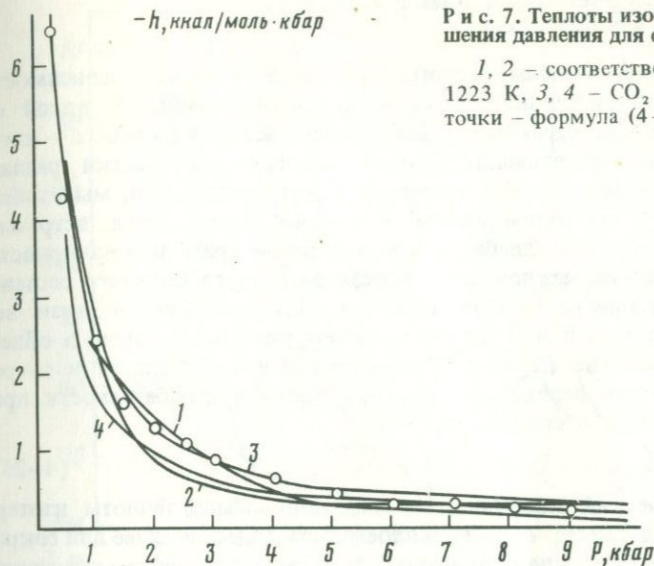
$$\begin{aligned} h_{\text{изот}} &= h_{\text{ад}} + \int_{T_0}^{T_{\text{ад}}} \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P dT + \int_{T_0}^{T_{\text{ад}}} \left(\frac{\partial c_p}{\partial P} \right)_T dT = \\ &= h_{\text{ад}} + V_{\text{ад}}^* - V_{\text{изот}} - \int_{T_0}^T \left(\frac{\partial c_p}{\partial P} \right)_T dT, \end{aligned}$$

нетрудно найти, что вдоль адиабаты

$$\begin{aligned} q(P) &= q(P_0) - \int_{P_0}^P h_{\text{ад}} dP + \int_{P_0}^P (V_{\text{ад}} - V_{\text{ад}}^*) dP + \\ &+ (c_p(P) - c_p(P_0)) (T_{\text{ад}} - T_0). \end{aligned}$$

Последний член этого соотношения можно отбросить, если теплоемкость фаз достаточно слабо зависит от давления. Объем $V_{\text{ад}}^*$ совпадает с истинным объемом сжимаемого вещества, если оно не испытывает при изменении давления фазовых переходов. В противном случае $V_{\text{ад}} - V_{\text{ад}}^* \approx \Delta V_{\text{фп}}$, в частности, если вещество при сжатии плавится

$$q(P) = q(P_0) - \int_{P_0}^P h_{\text{ад}} + \int_{P_0}^P n_l \Delta V_{\text{пл}} dP. \quad (4-22)$$



Р и с. 7. Теплоты изотермического повышения давления для флюидов

1, 2 – соответственно H_2O при 923 и 1223 К, 3, 4 – CO_2 при 900 и 1200 К, точки – формула (4–24)

В проведенных расчетах мы не учитывали последнего члена соотношения (4–22), т.е. считали, что

$$q(P) = q(P_0) - \int_{P_0}^P h_{\text{ад}} dP. \quad (4-23)$$

Смысл этой аппроксимации заключается в том, что равновесный процесс сжатия многофазной смеси заменяется равновесным сжатием смеси исходного фазового состава с последующим неравновесным плавлением при заданном давлении. Границы применимости этого приближения станут ясны в дальнейшем, пока отметим только, что оно вполне приемлемо в наиболее интересной области низких содержаний флюидных компонентов и относительно низкой температуры системы.

Теплота изотермического повышения давления в случае кристаллических силикатов невелика (для альбита она составляет ~ 80 ккал/кбар · моль) и может считаться не зависящей от температуры и давления. Для флюидных компонентов эта величина велика и сильно зависит от давления в области малых P . При повышении давления от атмосферного до 2–4 кбар объем флюидных фаз уменьшается от существенно газовых значений до характерных для конденсированного состояния. Понятно, что при этом выделяется теплота, по порядку величины соответствующая теплоте конденсации (~ 10 ккал/моль). Поведение $h_{\text{H}_2\text{O}}$ и h_{CO_2} в зависимости от температуры и давления иллюстрирует рис. 7 (расчет на основании уравнений состояния H_2O и CO_2 [34, 87]). Для определения $q(P)$ по формуле (4–23) мы использовали следующую аппроксимационную зависимость (в P кбар):

$$h_{\text{H}_2\text{O}} = h_{\text{CO}_2} = -\frac{1,58 \cdot 10^3}{P} - 1,437 e^{-0,478 P} \text{ (кал/кбар · моль)} \quad (4-24)$$

Погрешность этой аппроксимации для смесей с низким содержанием летучих (см. рис. 7) не имеет существенного значения.

На рис. 8 и 9 представлены рассчитанные адиабатические зависимости температуры и объемной доли расплава в смесях альбита с водой от давления (глубины). Характерная особенность всех этих кривых — наличие ряда изломов, разделяющих каждую адиабату на участки различного фазового состава. Чтобы подчеркнуть эти особенности, мы изображали на рис. 10 в схематически-утрированной форме типы встречающихся на графиках T - P -адиабат. Ниже мы рассмотрим закономерности поведения адиабат на каждом из участков различного фазового состава.

Декомпрессия при отсутствии расплава. В самой нижней части все изображенные на рис. 8 и 9 адиабаты имеют участок, лежащий в области отсутствия расплава ($A + v$). Декомпрессия в этой области не сопровождается фазовыми переходами, поэтому условие адиабатичности процесса здесь выглядит обычным образом:

$$\delta Q = h dP + c_p dT = 0, \quad (4-25)$$

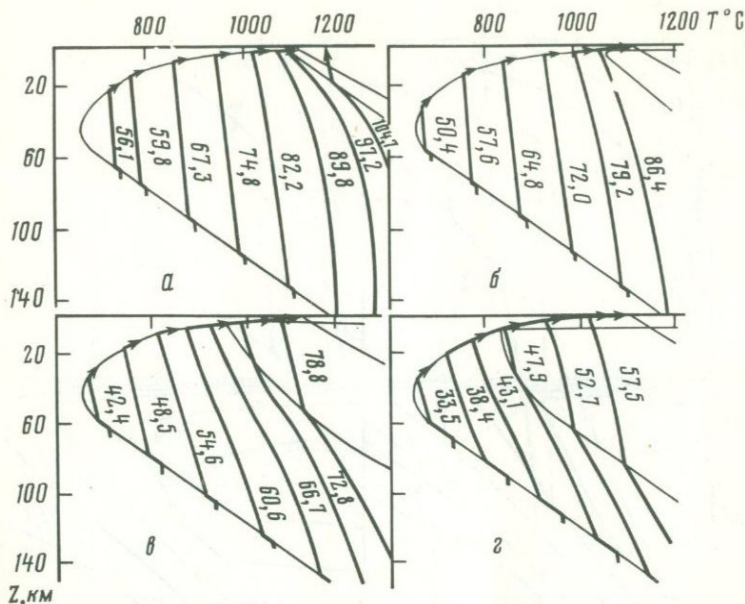
где h — калорический коэффициент, имеющий смысл теплоты изотермического сжатия смеси; c_p — ее теплоемкость (здесь и далее для сокращения записей мы не будем отмечать индексами тот факт, что такие термодинамические параметры, как h и c_p , относятся к смеси, а не к ее отдельным компонентам). С учетом термодинамического соотношения [8]

$$h = -T \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_P = -\frac{T \alpha_v}{\rho} \quad (4-26)$$

и того факта, что в гидростатической системе $dP = \rho g dZ$ (Z — глубина), из (4-25) можно получить известную формулу для адиабатического градиента температуры:

$$\left(\frac{dT}{dZ} \right)_s = \frac{g T \alpha_v}{c_p}. \quad (4-27)$$

Оценка правой части (4-27) показывает, что на участках отсутствия жидкой фазы адиабаты имеют положительный наклон (т.е. температура повышается с увеличением глубины), который составляет при малом содержании газообразной воды $\sim 0,3$ градус/км. Из приведенных графиков видно, что этот наклон ничтожно мал по сравнению с наклонами, характерными для области плавления. Когда количество H_2O в смеси невелико, адиабаты в области ($A + v$) практически совпадают с адиабатами сухой системы. На схеме рис. 10 приведено несколько таких "сухих" адиабат. Та из них (адиабата q_1), которая при $P = 0$ попадает в точку плавления альбита, разделяет кривую эвтектического равновесия (кривую солидуса) на две части. Все адиабаты, которые пересекают нижнюю ветвь кривой солидуса левее адиабаты q_1 (т.е. соответствуют более низкому теплосодержанию, чем q_1), обязательно пересекут и верхнюю ее ветвь, т.е. второй раз попадут в область отсутствия жидкой фазы. Отсюда следует, что расплав, появившийся на нижней ветви солидусной кривой при



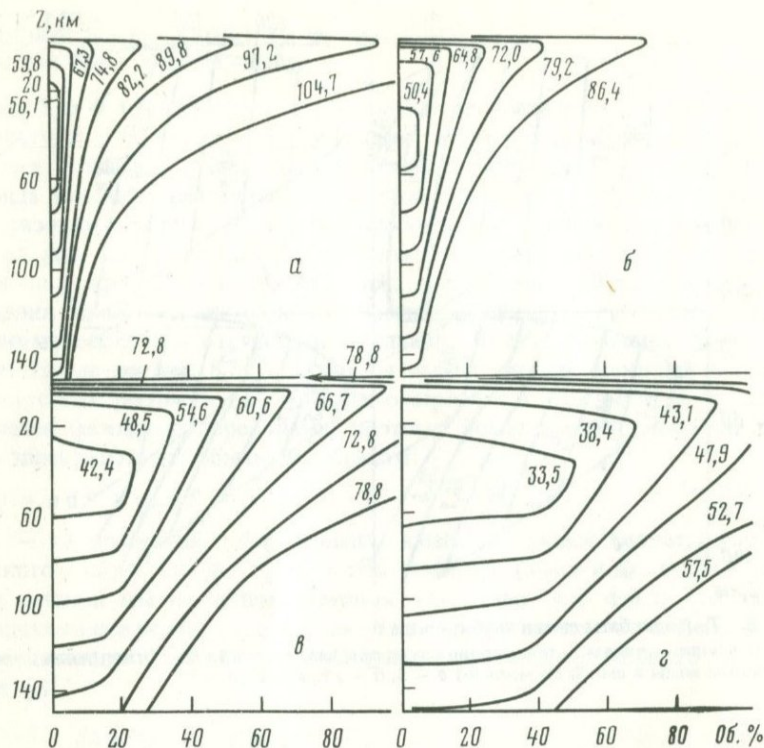
Р и с. 8. T - P -адибаты смеси альбит-вода

Числа возле кривых — теплосодержания при давлении 15 кбар (ккал/моль смеси); содержание воды в смеси (в моль.%) а — 5, б — 10, в — 30, г — 50

температуре ниже, чем T_1 , чисто адиабатическим путем не может подняться до поверхности. Максимально возможная высота его подъема ограничена второй точкой пересечения соответствующей "сухой" адиабаты с кривой солидуса (см. рис. 10). Если "сухая" адиабата в плоскости P - T находится правее адиабаты q_1 , то соответствующая ей адиабата системы с водой второй раз в область $(A + v)$ уже не попадает. Подчеркнем, что отмеченное выше ограничение на высоту подъема расплава с $q < q_1$ справедливо только для чисто адиабатического процесса. Ниже мы увидим, что реальная ситуация довольно парадоксальна: факторы неадиабатичности процесса подъема (теплообмен с окружающей диапир средой, отсадка кристаллов), которые, на первый взгляд, должны препятствовать продвижению расплава вверх, на самом деле снимают всякие ограничения на высоту продвижения низкотемпературных расплавов.

Декомпрессия вдоль линии эвтектического равновесия. Как видно из рис. 8 и 9, после пересечения адиабатой нижней ветви кривой солидуса, в системе появляется расплав, т.е. она становится трехфазной $(L + A + v)$. Поскольку в трехфазной двухкомпонентной системе эвтектическая линия в N - P - T -координатах является моновариантной, адиабата совпадает с этой линией до тех пор, пока не исчезнет одна из фаз (при низком содержании воды это всегда будет газ). Условие адиабатичности для этого случая можно переписать в следующем виде:

$$\delta Q = h dP + c_p dT + \Delta H_{пл} dn_l = 0. \quad (4-28)$$



Р и с. 9. Объемная доля расплава в смеси альбит-вода в зависимости от глубины при адиабатической декомпрессии

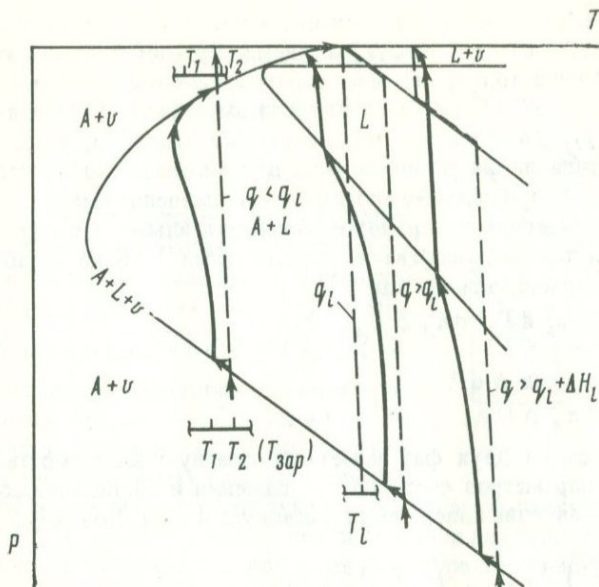
Числа возле кривых — теплосодержание при давлении 15 кбар (в ккал/моль смеси); содержание воды в смеси (в мол. %) а — 5, б — 10, в — 30, г — 50

Температура вдоль солидусной кривой однозначно связана с давлением (глубиной), поэтому $dT = (dT/dP)_{sol} dP$, отсюда

$$\frac{dn_l}{dP} = - \frac{h + c_p (dT/dP)_{sol}}{\Delta H_{пл}} \approx - \frac{c_p}{\Delta H_{пл}} \left(\frac{dT}{dP} \right)_{sol}. \quad (4-29)$$

На нижней ветви солидусной кривой $(dT/dP)_{sol} > 0$, следовательно, $dn_l/dP < 0$ ($\Delta H_{пл}$ — теплота образования эвтектического расплава, величина существенно положительная), т.е. с повышением глубины происходит кристаллизация, а при подъеме, наоборот, плавление сопровождается понижением температуры. На верхней ветви солидусной кривой $(dT/dP)_{sol} < 0$, следовательно, на втором эвтектическом участке адиабат с $q < q_l$ при подъеме происходит кристаллизация, сопровождающаяся дегазацией и повышением температуры расплава.

Интересной характеристикой процесса адиабатической декомпрессии являются перепады температур на участках адиабат, совпадающих с линией солидуса: $T_1 - T_2$ и $T'_1 - T'_2$ (см. рис. 10). Формулы, позволяющие достаточно просто их рассчитывать, можно получить следующим образом.



Вообще говоря, неявно эта величина зависит и от теплового эффекта образования расплава, так как N_A^3 является функцией T_2 , но эта зависимость существенна только на верхнем участке солидусной кривой. Как уже отмечалось, $N_A^3(T_2) < N_A^3(T_2')$, поэтому из (4-33) следует, что $n_l(T_2') > n_l(T_2)$. Это означает, что на участке адиабаты, находящемся в пределах контура линии солидуса (при декомпрессии вдоль поверхности ликвидуса $A + L$), при подъеме продолжается плавление смеси.

Декомпрессия вдоль поверхности ликвидуса альбит + расплав. При наличии в смеси только расплава и твердой фазы условие адиабатичности декомпрессии можно записать как

$$\delta Q = h dP + c_p dT + dn_A^l \Delta \bar{H}_A \quad (4-34)$$

или, снова отбросив $h dP$,

$$c_p dT = -dn_A^l \Delta \bar{H}_A. \quad (4-35)$$

Наличие в смеси двух фаз задает однозначную зависимость температуры от двух параметров состояния — давления и состава жидкости: $T = T^l(P, N_A^l)$ (уравнение поверхности ликвидуса $A + L$). Поэтому

$$dT = \left(\frac{\partial T^l}{\partial P} \right)_{N_A^l} dP + \left(\frac{\partial T^l}{\partial N_A^l} \right)_P dN_A^l. \quad (4-36)$$

По определению

$$N_A^l = \frac{n_A^l}{n_A^l + n_H^l} = \frac{n_A^l}{n_l},$$

следовательно

$$dN_A^l = \frac{n^l dn_A^l - n_A^l dn_l^l}{n_l^2} = d n_A^l \frac{1 - N_A^l}{n_l}.$$

Отсюда (4-36) с учетом (4-35) можно переписать либо в виде

$$\frac{d n_A^l}{dP} = - \frac{\left(\frac{\partial T^l}{\partial P} \right)_{N_A^l}}{\left(\frac{\partial T^l}{\partial N_A^l} \right)_P \frac{(1 - N_A^l)}{n_l} + \frac{\Delta \bar{H}_A}{c_p}}, \quad (4-37)$$

либо как

$$\frac{dT}{dP} = \frac{\left(\frac{\partial T^l}{\partial P} \right)_{N_A^l}}{1 + \left(\frac{\partial T^l}{\partial N_A^l} \right)_P \frac{(1 - N_A^l)}{n_l} \frac{c_p}{\Delta \bar{H}_A}}. \quad (4-38)$$

Нетрудно убедиться в том, что знаменатели в формулах (4-37) и (4-38) всегда положительны, поэтому знак dn^l/dP и dT/dP определяется знаком производной $(\partial T^l / \partial P)_{N_A^l}$, т.е. наклоном зависимости ликвидусной температуры от давления вдоль линий постоянного состава расплава (изоплет). Изоплеты в системе альбит-вода показаны на рис. 6.

Р и с. 11. Схематическое представление изобарных сечений диаграммы состояния системы альбит—вода, иллюстрирующие происхождение температурных минимумов изоплет

Как видно из этого чертежа, если содержание воды в расплаве не превышает величины $N_A^I = 0,456$, изоплеты обнаруживают температурный минимум, в котором $(\partial T^I / \partial P)_{N_A^I}$ меняет знак. Область, в которой $(\partial T^I / \partial P)_{N_A^I} < 0$,

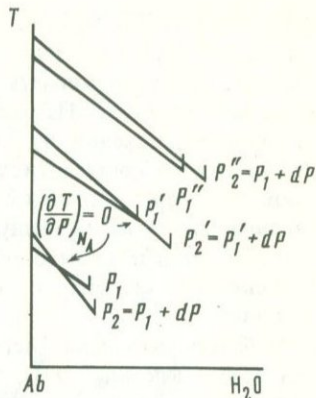
обведена на рис. 6 пунктиром. Происхождение этой особенности топологии ликвидусной поверхности поясняет рис. 11, на котором схематически показаны пары изобарных сечений

диаграммы состояния, соответствующих близким значениям давлений P_1 и $P_2 = P_1 + dP$. На малых глубинах при повышении давления температура сухого плавления смещается вверх, а температура плавления эвтектики — вниз. Поэтому в N — T -проекции пара изобарных ликвидусных кривых обязательно имеет точку пересечения, левее которой $(\partial T^I / \partial P)_{N_A^I} > 0$, а правее $(\partial T^I / \partial P)_{N_A^I} < 0$. С повышением давления эта точка смещается в сторону увеличения N_H^I до тех пор, пока не возникнет ситуация, показанная на рис. 11 парой ликвидусных кривых P'_1 и P'_2 (линия минимумов изоплет пересекает линию солидуса). При еще более высоком давлении (линии P''_1 и P''_2) область с $(\partial T^I / \partial P)_{N_A^I} < 0$ исчезает.

В форме участков адиабат, попадающих в область $(A + L)$ (см. рис. 10), наличие этой особенности топологии поверхности ликвидуса проявляется следующим образом. При входе в область $(A + L)$ снизу всегда выполняется условие $(\partial T^I / \partial P)_{N_A^I} > 0$, следовательно, $dT/dP > 0$, $dn_I/dP < 0$ (формулы (4—37) и (4—38)). Это означает, что декомпрессия в области $(A + L)$ сначала сопровождается плавлением и понижением температуры. Это хорошо видно на рис. 8 и 9. Однако на конечной части этого участка декомпрессии адиабата может пересечь линию температурных минимумов изоплет, на которой $(\partial T^I / \partial P)_{N_A^I}$ меняет знак. В этом случае наклон адиабаты также меняется, и появляется небольшой участок кристаллизации, сопровождающейся повышением температуры в процессе двухфазной декомпрессии.

В заключение подчеркнем еще раз, что принятое в данной работе линейное представление изобарных сечений диаграммы состояния существенно искажает топологию истинной ликвидусной поверхности системы альбит—вода. Сильнее всего эти искажения сказываются именно в области двухфазного равновесия, поэтому к количественным характеристикам рассмотренных выше участков адиабат не следует относиться как к достоверной термодинамической информации.

Декомпрессия в отсутствие твердой фазы. При достаточном количестве воды в системе адиабаты могут попасть в область полного плавления, т.е. покинуть поверхность ликвидуса $(A + L)$, не достигнув линии солидуса $(A + L + \nu)$. Декомпрессия в этой области в принципе ничем не отличается



от декомпрессии в области $(A + v)$: при продвижении вверх температура понижается со скоростью, определяемой формулой (4-27), в которой под c_p и α_v следует понимать теплоемкость и коэффициент термического расширения расплава. Из области (L) адиабаты, как правило, переходят в область дегазации, т.е. на ликвидусную поверхность $(L + v)$. Однако для каждого состава системы есть небольшой интервал теплосодержаний, в котором адиабаты из области (L) при понижении давления вновь возвращаются на ликвидусную поверхность $(L + A)$. Эта особенность контура, ограничивающего область (L) в изображенной на рис. 10 $P - T$ плоскости, связана с наличием линии температурных минимумов изоплет.

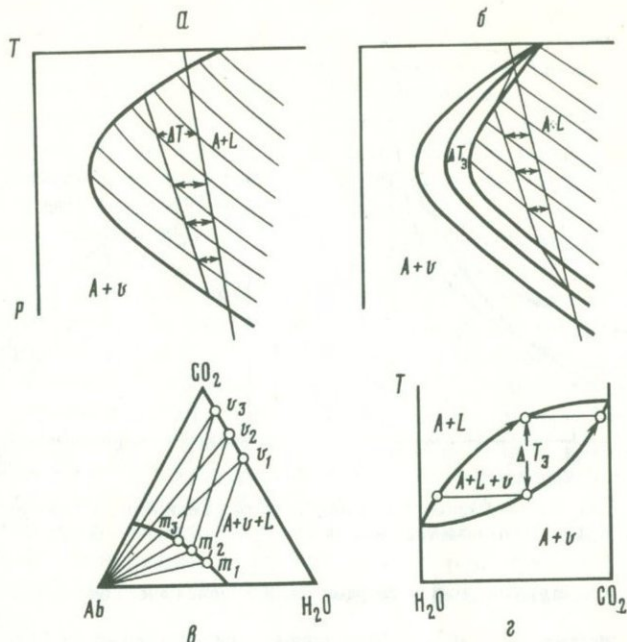
Область дегазации расплава узка для смесей с небольшим содержанием воды. Так как $\Delta \bar{H}_H < 0$, т.е. дегазация расплава сопровождается поглощением тепла (а не выделением, как кристаллизация), температура смеси при декомпрессии в этой области понижается (см. рис. 10). Заметный вклад в понижение температуры при декомпрессии на этом участке дает тепловой эффект расширения газообразной воды. Если теплосодержание смеси не слишком велико, из области дегазации адиабата вновь попадает на линию солидуса. При достаточно высоком теплосодержании конечным результатом декомпрессии может быть перегретый расплав в равновесии с газовой фазой.

ДЕКОМПРЕССИЯ В СЛУЧАЕ СИСТЕМ СИЛИКАТ- CO_2 - H_2O

Состав флюидов, в присутствии которых происходит магмообразование в коре и верхней мантии, помимо воды, включает другие компоненты, среди которых преобладающим является CO_2 . Влияние этого компонента на характер траекторий адиабатической декомпрессии удобно рассматривать на основе простых взаимоотношений, существующих между "сухими" адиабатами, реальными адиабатами и изоплетами. Чтобы проиллюстрировать эти взаимоотношения, сначала коротко рассмотрим еще раз систему типа силикат- H_2O на примере системы альбит- H_2O [20]. Построить T - P -адиабату для этой системы в принципе можно по следующей простой схеме. Сначала строится P - T -проекция диаграммы состояния Ab - H_2O с системой изоплет (т.е. линий равновесия твердых фаз-расплав заданного состава; рис. 12). Затем для заданного значения теплосодержания или температуры смеси известного состава (n_H, n_A) при каком-либо значении давления (например при $P = 0$) строится "сухая" адиабата. Ясно, что в области отсутствия расплава $(A + v)$ эта адиабата совпадает с реальной. В области $(A + L)$ адиабата может быть построена следующим образом. Зададимся определенным значением состава расплава N_A, N_H (т.е. выберем в пределах области $(A + L)$ одну из изоплет). Определяем количество расплава состава N_A, N_H , которое может быть получено из смеси n_A, n_H :

$$n_l = \frac{n_H}{N_H}, \quad (4-39)$$

и понижение температуры, к которому приводит переход от неравновес-



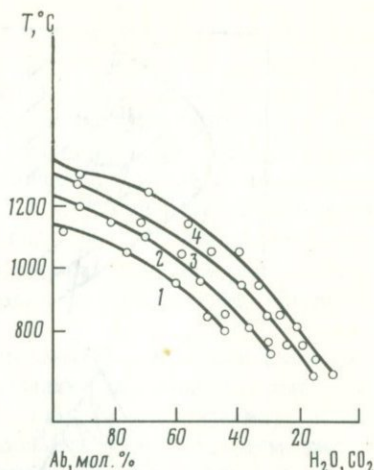
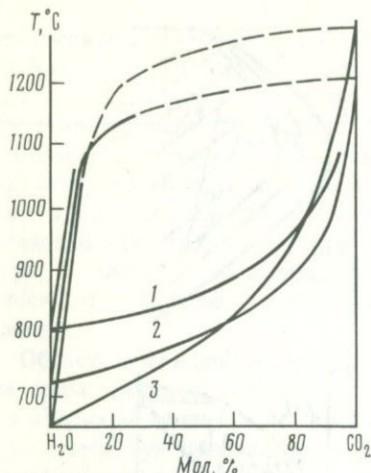
Р и с. 12. Схемы, иллюстрирующие влияние второго летучего компонента на процесс плавления силикатов при декомпрессии на примере систем типа силикат- H_2O - CO_2

a — схема, иллюстрирующая метод построения адиабат в системе силикат-вода на основе системы изоплет; *б* — то же для системы силикат- H_2O - CO_2 ; *в* — T - P -сечения диаграммы состояния типа силикат- H_2O - CO_2 ; *г* — изобарическое сечение: диаграммы состояния типа силикат- H_2O - CO_2 . ΔT_3 — разность температур начала плавления и исчезновения паровой фазы, определяющих ширину полосы трехфазового равновесия в P - T -проекции

ного состояния на "сухой" адиабате к равновесию на изоплете N_H :

$$\Delta T = \frac{n_l \Delta H_{\text{пл}}}{c_p}, \quad (4-40)$$

где $\Delta H_{\text{пл}}$ — теплота плавления смеси соответствующего расплаву состава, а c_p — теплоемкость исходной смеси. Теперь, проведя линию параллельно выбранной изоплете N_H со сдвигом по температуре на ΔT до пересечения с "сухой" адиабатой, мы найдем значение P , соответствующее $T = T_{\text{сух}} - \Delta T$. Вообще говоря, эти значения P и T будут не совсем точны, так как, рассчитывая ΔT по формуле (4-40), мы должны знать $\Delta H_{\text{пл}}$, которая в принципе зависит от P . Однако эта зависимость достаточно слаба и легко может быть учтена при помощи итерационного уточнения. Переходя от одной изоплеты к другой, таким образом вычерчивается вся часть адиабаты, лежащая в области $(A + L)$. Для участков, совпадающих с линией $(A + L + v)$, требуется только определить зависимость количества расплава от давления. Это легко сделать, так как для каждой точки солидусной кривой известны состав расплава и отклонение температуры от T "сухой" адиабаты.



Р и с. 13. Состав газовой фазы и флюидной части равновесного с ней расплава в системе $Ab-H_2O-CO_2$, экспериментальные данные [132]. Давление (в кбар): 1 – 15, 2 – 7, 3 – 3

Р и с. 14. Температура ликвидуса твердой фазы в зависимости от содержания альбита в расплаве

Точки – система $Ab-H_2O-CO_2$, линии – система $Ab-H_2O$ [132]. Давление (в кбар): 1 – 3, 2 – 7, 3 – 15, 4 – 20

Описанная выше процедура построения адиабат проще и нагляднее рассмотренной выше. Из нее сразу становится ясной причина увеличения степени проплавленности при адиабатическом подъеме в области $(A + L)$ – состав расплава сдвигается в сторону обеднения водой, поэтому n_l увеличивается (формула (4–39)) одновременно с увеличением ΔT (формула (4–40)). Ясно также, что изоплета, которая соответствует составу расплава, тождественному общему составу смеси, будет для нее служить границей области полного плавления при адиабатической декомпрессии.

Теперь, с точки зрения этой простой процедуры, рассмотрим общую форму адиабат в системе альбит– H_2O-CO_2 . На рис. 12, в схематически показан общий вид изобарной диаграммы состояния этой системы [132]. Здесь имеется линия эвтектического равновесия между твердым альбитом, газовой смесью и трехкомпонентным расплавом. На рис. 12, г показано псевдобинарное сечение диаграммы $Ab-CO_2-H_2O$ вдоль этой линии. Если задаться определенным составом флюидной части смеси, по диаграмме типа изображенной на рис. 12, г можно определить температуру начала ее плавления ($T_{нп}$) и температуру исчезновения флюидной фазы ($T_{рг}$), естественно, $T_{рг} > T_{нп}$ при постоянном P . В проекции $P-T$ для постоянных составов газовой фазы линии начала плавления или, что то же самое, линии равновесия твердая фаза–расплав–флюид заданного состава представляются кривыми, вписывающимися в линию солидуса системы силикат–вода. По квазибинарным сечениям типа изображенного на рис. 12, г для каждой такой линии можно изобразить соответствующую линию растворения газовой фазы (линию равновесия твердая фаза–

флюид—расплав с заданным составом летучей части), которая будет ограничивать двухфазную область ($A + L$) для смеси с заданным составом флюидной части. Для области ($A + L$), зная диаграмму состояния, можно построить систему изоплет (линий постоянного содержания силиката в расплаве) точно так же, как и для системы без CO_2 (здесь система ведет себя как бинарная силикат + газ, но в общем случае положение изоплет зависит от общего состава летучих компонентов).

Диаграмма, типа изображенной на рис. 12, б, дает возможность строить траектории адиабатической декомпрессии по описанной выше схеме по крайней мере в двух областях: ($A + \nu$) и ($A + L$). Из логики построения этих адиабат ясно видно, что их общая форма остается такой же, как и в случае двойной системы $\text{Aв} + \text{H}_2\text{O}$. Разница заключается, во-первых, в общем сужении зоны плавления, и, во-вторых, в замене линии солидуса ($A + L + \nu$) полосой трехфазного равновесия. В пределах этой полосы процедура построения адиабат несколько осложняется, однако, прежде чем рассматривать эту процедуру, интересно отметить некоторые частные свойства фазовых равновесий в системе $\text{Aв} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. На рис. 13 показаны экспериментальные данные [132] по составам газовой фазы и летучей части расплава. Эти данные свидетельствуют о том, что CO_2 , по крайней мере при давлениях ниже 20 кбар, в альбитовом расплаве по существу не растворяется.

Из данных, показанных на рис. 14, видно также, что в изобарных условиях вся ликвидусная поверхность ($A + L$) тройной системы $\text{Aв} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, в том числе и линия трехфазного равновесия $A + L + \text{газ}$, проектируется на одну линию, совпадающую с ликвидусной линией двойной системы $\text{Aв} + \text{H}_2\text{O}$ (ликвидусная поверхность в тройной системе осесимметрична). Этот факт является естественным следствием нерастворимости CO_2 в силикатном расплаве — по этой причине присутствие газовой фазы в трехфазной области не может оказывать какого-либо влияния на равновесие твердая фаза—расплав. Но осесимметричность ликвидусной поверхности ($A + L$) приводит к тому, что линии постоянного содержания силиката в расплаве (изоплеты) не зависят от состава флюидной части системы и совпадают с изоплетами двойной системы $\text{Aв} + \text{H}_2\text{O}$. Вторым, существенным с точки зрения процедуры построения траекторий адиабатической декомпрессии и следующим из практической нерастворимости CO_2 в силикатном расплаве свойством диаграммы состояния тройной системы является тот факт, что линии исчезновения газовой фазы в этом случае группируются около линии плавления в присутствии только CO_2 , т.е. полоса трехфазного равновесия в P - T -проекции при наличии хотя бы небольшого количества CO_2 простирается от линии начала плавления до линии солидуса в двойной системе $\text{Aв} - \text{CO}_2$.

Осложнение рассмотренной выше процедуры построения адиабат в трехфазной области связано с невозможностью применения формулы (4—39) для определения количества расплава и соответствующего выбранной изоплете температурного сдвига реальной адиабаты относительно "сухой". Предположим, в начале декомпрессионного плавления в системе содержится $n_{\text{фл}}$ молей летучих компонентов с мольным содержанием воды $x_{\text{H}_2\text{O}}^0$ ($n_{\text{H}} = x_{\text{H}_2\text{O}}^0 n_{\text{фл}}$). Если при некотором давлении и температуре в системе присутствует расплав, содержащий N_{A} силикатного компонента, и газовая

фаза с x_H воды, из условия баланса

$$\frac{x_H^0 n_{\text{фл}} - n_l (1 - N_A)}{n_{\text{фл}} - n_l (1 - N_A)} = x_H \quad (4-41)$$

нетрудно найти количество расплава

$$n_l = \frac{n_{\text{фл}}}{1 - N_A} \cdot \frac{x_H^0 - x_H}{1 - x_H} \quad (4-42)$$

и понижение температуры при переходе в это состояние с "сухой" адиабаты:

$$\Delta T = \frac{\Delta H_{\text{пл}}}{c_p} n_{\text{фл}} \frac{x_H^0 - x_H}{1 - x_H}. \quad (4-43)$$

Эта формула показывает, что процедура построения адиабаты в трехфазной области сводится к построению для выбранной изоплеты линии температурного сдвига (см. рис. 12,б) с учетом изменения ΔT вдоль изоплеты (последнее определяется теми линиями начала плавления, которые пересекает выбранная изоплета). На рис. 15 показаны построенные таким образом адиабаты декомпрессии смесей $\text{Ав}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. Как видно из этих графиков, увеличение содержания CO_2 во флюидной части приводит к сужению области декомпрессионного плавления, уменьшению максимальной степени плавления смеси и смещению вниз положения максимума степени плавления.

Точка максимальной степени плавления для каждой адиабаты представляет границу, при переходе через которую декомпрессионное плавление сменяется кристаллизацией, поэтому ее положение представляет определенный интерес с точки зрения возможности саморазвития процесса декомпрессионного магмообразования. Поэтому попытаемся выяснить связь условий смены режимов декомпрессии в тройной системе $\text{Ав}-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ со свойствами диаграммы состояния. Условие адиабатичности процесса в трехфазной области в данном случае совпадает с соответствующим условием для ликвидусного равновесия в системе $\text{Ав}-\text{H}_2\text{O}$:

$$dT = -\frac{\Delta H_{\text{пл}}}{c_p} dn_l \quad (4-44)$$

с точностью до малого члена hdP .

Как видно из (4-42), n_l зависит от двух параметров — N_A и x_H :

$$dn_l = \left(\frac{\partial n_l}{\partial N_A} \right)_{x_H} dN_A + \left(\frac{\partial n_l}{\partial x_H} \right)_{N_A} dx_H.$$

В свою очередь, N_A и x_H являются функциями T и P , поэтому условие (4-44) может быть переписано в виде

$$\begin{aligned} -\frac{c_p}{\Delta H_{\text{пл}}} dT = & \left[\left(\frac{\partial n_l}{\partial N_A} \right)_{x_H} \left(\frac{\partial N_A}{\partial P} \right)_T + \left(\frac{\partial n_l}{\partial x_H} \right)_{N_A} \left(\frac{\partial x_H}{\partial P} \right)_T \right] dP + \\ & + \left[\left(\frac{\partial n_l}{\partial N_A} \right)_{x_H} \left(\frac{\partial N_A}{\partial T} \right)_P + \left(\frac{\partial n_l}{\partial x_H} \right)_{N_A} \left(\frac{\partial x_H}{\partial T} \right)_P \right] dT \end{aligned}$$

или

$$\frac{dT}{dP} = \frac{\left(\frac{\partial n_I}{\partial N_A}\right)_{x_H} \left(\frac{\partial N_A}{\partial P}\right)_T + \left(\frac{\partial n_I}{\partial x_H}\right)_{N_A} \left(\frac{\partial x_H}{\partial P}\right)_T}{\frac{c_P}{\Delta H_{пл}} + \left(\frac{\partial n_I}{\partial N_A}\right)_{x_H} \left(\frac{\partial N_A}{\partial T}\right)_P + \left(\frac{\partial n_I}{\partial x_H}\right)_{N_A} \left(\frac{\partial x_H}{\partial T}\right)_P} \quad (4-45)$$

Нетрудно убедиться, что если $x_H = 1$ и n_I не зависит от x_H , (4-45) сводится к формуле (4-38). Из (4-45) следует, что минимальное значение T (или максимальная степень плавления) при адиабатической декомпрессии достигается при условии $(dT/dP = 0)$:

$$\left(\frac{\partial n_I}{\partial N_A}\right)_{x_H} \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{N_A} \left(\frac{\partial N_A}{\partial T}\right)_P + \left(\frac{\partial n_I}{\partial x_H}\right)_{N_A} \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{x_H} \left(\frac{\partial x_H}{\partial T}\right)_P = 0, \quad (4-46)$$

или

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{x_H} &= - \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{N_A} \frac{\left(\frac{\partial n_I}{\partial N_A}\right)_{x_H}}{\left(\frac{\partial n_I}{\partial x_H}\right)_{N_A}} \frac{\left(\frac{\partial N_A}{\partial T}\right)_P}{\left(\frac{\partial x_H}{\partial T}\right)_P} = \\ &= - \left(\frac{\partial T}{\partial P}\right)_{N_A} \left(\frac{\partial N_A}{\partial x_H}\right)_P \frac{1 - x_H}{1 - N_A} \frac{n_I}{n_I - n_{пл}/(1 - N_A)}. \end{aligned} \quad (4-47)$$

Из формулы (4-47) и процедуры построения адиабат в тройной системе силикат- H_2O - CO_2 нетрудно понять, что характер процесса в каждой точке P - T -плоскости определяется двумя факторами — наклоном изоплет и наклоном линий начала плавления. При декомпрессии в области, где наклоны этих линий по знаку совпадают (ниже линии минимумов кривых начала плавления), с понижением давления количество расплава увеличивается и по причине повышения концентрации силикатного компонента в жидкой фазе, и по причине понижения концентрации воды в газовой фазе. При пересечении экстремальной линии ход процесса сменяется в том смыс-

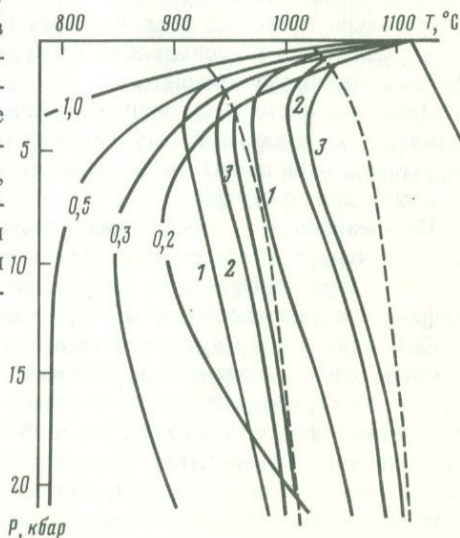


Рис. 15. P - T -адиабаты смеси альбит- H_2O - CO_2

Содержание Ab в смеси 50 мол.%, состав флюида: 1 — 50 мол.% H_2O , 50 мол.% CO_2 ; 2 — 30 мол.% H_2O , 70 мол.% CO_2 ; 3 — 20 мол.% H_2O , 80 мол.% CO_2

P , кбар

ле, что два эти фактора начинают действовать в противоположные стороны: повышение концентрации силиката в расплаве по-прежнему способствует плавлению, но повышение концентрации воды в газовой фазе (высушивание расплава) препятствует плавлению. Формула (4—47) дает условие взаимной компенсации этих двух факторов.

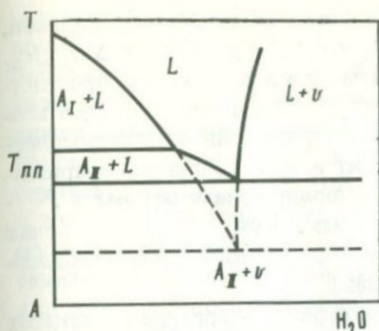
ДЕКОМПРЕССИЯ КАК МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ

Если оставаться в рамках представления, что механизмом формирования магматических расплавов является декомпрессия в процессе подъема глубинного вещества, то областью зарождения расплавов, видимо, следует считать восходящую ветвь кривой солидуса (эвтектического равновесия расплав—твердые фазы—пар). Как уже отмечалось, адиабата q_1 (т.е. "сухая" адиабата, приходящая на поверхность в точку плавления силикатной фазы) делит эту линию на две части — низкотемпературную ($q < q_1$) и высокотемпературную ($q > q_1$). В высокотемпературной области декомпрессия вдоль адиабаты для системы с водой и вдоль адиабаты сухих силикатов при одинаковом значении q (т.е. при практически одинаковых температурах зарождения расплава) не различаются с точки зрения конечного результата — количества и температуры расплава, достигшего поверхности. Однако эти процессы существенно различаются в другом отношении: в сухой системе для появления расплава необходимо, чтобы за счет радиоактивного разогрева или других источников тепла температура начала плавления была достигнута на глубине ~на 40—50 км меньшей, чем в случае системы с водой.

Низкотемпературная ветвь кривой солидуса определяет область зарождения таких расплавов, которые в сухих условиях получены быть не могут. Правда, высота их подъема в адиабатических условиях ограничена, а максимальная температура, которой они могут достигнуть в процессе кристаллизации вдоль верхней части кривой солидуса, несколько ниже температуры начала их формирования (разница между этими температурами определяется тепловым эффектом расширения твердой и газообразной фаз на дистанции подъема).

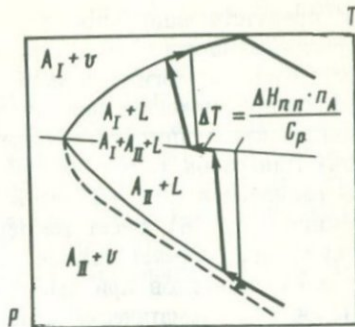
Ниже (на чисто качественном уровне) мы попытаемся составить представление о влиянии на эту картину развития магматического процесса не учтенных при наших расчетах, но играющих существенную роль в реальных ситуациях факторов.

Полиморфные и химические превращения силикатов. Как известно, на глубинах ~50 км силикатные минералы испытывают превращения с образованием минеральных ассоциаций граната, шпинели и т.д., тепловой эффект которых составляет 10—15 ккал/моль. В рамках двойной системы альбит—вода эти превращения можно смоделировать путем введения полиморфного перехода с $\Delta H_{пп}$ 10 ккал/моль. На рис. 16 схематически показано изобарное сечение диаграммы состояния силикат—вода при наличии полиморфного перехода в твердой фазе. Из вида этой диаграммы ясно, что полиморфизм вызывает смещение эвтектической точки в сторону более высокой температуры и небольшому сдвигу состава эвтектики в сторону обогащения водой (последний эффект вследствие большого наклона



Р и с. 16

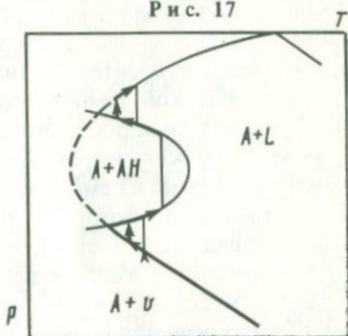
Р и с. 16. Влияние полиморфного перехода на диаграмму состояния системы силикат-вода



Р и с. 17

Р и с. 17. Влияние полиморфизма в твердой фазе на форму T - P -адиабат (схема)

Р и с. 18. Влияние кристаллизации гидросиликатов на форму T - P -адиабат (схема)



Р и с. 18

ликвидусной кривой ($A + v$) мал). В P - T -проекции это приведет (рис. 17) к некоторому смещению линии солидуса в сторону более высоких температур и, кроме того, к появлению линии моновариантного равновесия ($A_I + A_{II} + L$).

Появление новой линии моновариантного равновесия означает, что T - P -адиабаты как в сухих условиях, так и в присутствии воды будут иметь дополнительный участок, совпадающий с этой линией (см. рис. 17). При декомпрессии вдоль этой линии поглощение тепла полиморфного преобразования твердой фазы вызывает понижение температуры, что в свою очередь провоцирует кристаллизацию жидкости. При заданном значении q температура в области ($A_I + v$) (A_I — твердая фаза низкого давления) равна $T_I = (q + hP)/c_p$, а в области ($A_{II} + v$) соответственно $T_{II} = (q + hP + n_A \Delta H_{пп})/c_p = T_I + n_A \Delta H_{пп}/c_p$ (теплоемкости полиморфных модификаций практически одинаковы).

Как уже отмечалось, температуры начала плавления и окончания кристаллизации при адиабатической декомпрессии задаются точками пересечения "сухой" адиабаты с линией солидуса, т.е. в данном случае они равны соответственно T_I и T_{II} . Отсюда сразу становится ясным, что полиморфный переход приводит к уменьшению дистанции подъема низкотемпературных расплавов. Если температура появления расплава T_{II} превышает температуру минимума линии солидуса T_{min} менее чем на $n_A \Delta H_{пп}/c_p$ ($\sim 100^\circ$, когда $n_A \gg n_H$), жидкая фаза исчезает полностью в неинвариантной точке пересечения линий солидуса и равновесия $A_I + A_{II} + L$. В этом смысле линия полиморфного перехода является барьером

ром, препятствующим продвижению в верхние ярусы коры расплавов, сформировавшихся в интервале температур от $T_{\min}$ до $T_{\min} + \Delta H_{\text{пп}}/c_p$.

Примерно аналогичную роль термодинамического фактора, препятствующего продвижению низкотемпературных расплавов вверх, играет возможность кристаллизации в определенном интервале давлений водосодержащих минералов ($АН$) (амфибол, флогопит и др.). Линия моновариантного равновесия ($A + АН + v$) в отличие от линии полиморфизма в P - T -проекции (рис. 18) имеет температурный максимум $T_{\max}$, в точке которого она меняет наклон (это связано с неустойчивостью водосодержащих силикатов при высоком давлении).

На рис. 18 схематически показана пара низкотемпературных адиабат ("сухая" и для плавящейся системы), пересекающих область кристаллизации гидратированных минералов. "Сухая" адиабата в области ($A + АН$) смещена относительно своего положения в области ($A + L$) в сторону более высокой температуры на величину $\Delta T = n_{АН} \Delta H_r / c_p$, где ΔH_r — теплота реакции силикат + газообразная вода = гидросиликат, а $n_{АН}$ — мольное количество водосодержащих минералов, которое может быть образовано из смеси заданного состава.

В тех точках, в которых расплав исчезает, адиабаты плавящейся системы совпадают с соответствующими "сухими" адиабатами. Отсюда ясно, что ненулевое количество расплава вдоль всего пути адиабатической декомпрессии от нижней ветви линии солидуса до верхней при наличии области кристаллизации гидратированных минералов сохранится при условии, что температура его появления не ниже, чем $T_{\max} - n_{АН} \times \Delta H_r / c_p$. Заметим, впрочем, что последнее верно только при условии, что величина $n_{АН}$ определяется содержанием воды в системе. В реальной ситуации (так как силикатная часть водосодержащих минералов отличается по составу от силикатной части расплава) количество водосодержащих минералов при содержании воды более 0,5 вес.% ограничено наличием в расплаве других компонентов. В этом случае полное исчезновение расплава на линии ($АН + A + L$) становится невозможным, и ограниченная этой линией область P - T -условий перестает играть роль барьера, препятствующего продвижению подплавленного материала вверх.

Теплообмен между поднимающимся материалом и окружающими породами. Выше мы уже отмечали, что затвердевание контактирующих с более холодными окружающими породами краевых частей диапира или магматической колонны способствует сохранению адиабатических условий для основного объема подплавленного вещества в том смысле, что оно не теряет или почти не теряет тепло. Однако под адиабатическими условиями подразумевается не только сохранение системой постоянного значения теплосодержания, но и сохранение общего химического состава (отсутствие перемещения вещества). В этом отношении процесс подъема частично расплавленного и содержащего воду вещества едва ли можно рассматривать как адиабатический. Дело в том, что кристаллизация в краевой зоне магматической системы имеет дифференциальный характер и первыми кристаллизуются компоненты расплава, повышающие его температуру плавления (надэвтектические компоненты).

Компоненты, которыми расплав недосыщен, оттесняются из зоны крис-

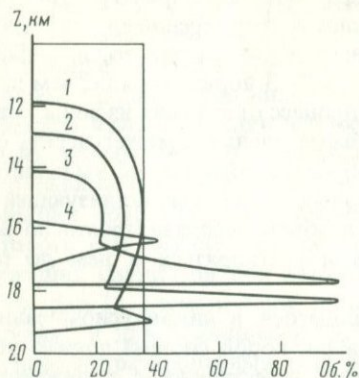
таллизации. Относительно медленный диффузионный характер этого оттеснения делает проблематичной возможность дифференциации в таком процессе силикатной части расплава. Однако в отношении воды, диффузионная подвижность которой в расплаве на 1—3 порядка выше, чем подвижность силикатных компонентов [16], процесс оттеснения из зоны кристаллизации и накопления в основном объеме расплава может играть существенную роль. Более того, если газообразная вода все же выделяется в зоне кристаллизации, из нижней и боковых частей кристаллизующейся оболочки диапира она должна поступать в объем расплава просто по механизму всплывания газовых пузырьков и растворяться в нем до тех пор, пока он недосыщен водой.

На смещение состава расплава, находящегося в ликвидусном равновесии с твердой фазой, в сторону обогащения водой система должна реагировать растворением твердых силикатов, естественно, с понижением температуры (поглощением теплоты плавления силикатов). Получается любопытная ситуация: кристаллизация краевых частей диапира (по крайней мере отчасти) компенсируется плавлением его основного объема.

Как некоторую иллюстрацию этого факта мы можем привести результаты расчета тепловой истории остывающего слоя водосодержащего силикатного вещества. Рассматривается неподвижный плоскопараллельный слой (одномерная задача), занимающий интервал глубин 10—20 км, с начальной температурой 850°C , что соответствует начальному содержанию расплава около 27 объемн.% при концентрации воды 0,2 моля/моль смеси. На границах слоя в начальный момент имеются скачки температуры (мгновенное внедрение). При численном решении уравнений переноса по алгоритму, описанному в работе [59], кроме кондуктивного механизма теплопереноса, учитывалось перемещение тепла и массы путем всплывания газовых пузырьков в заполненных расплавом межзерновых порах.

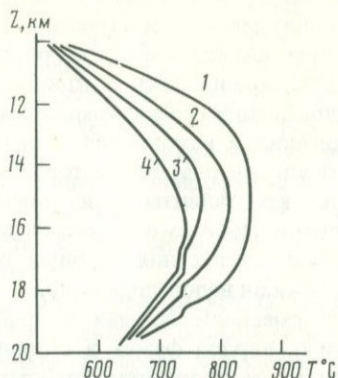
Показанные на рис. 19 рассчитанные распределения содержания расплава по разрезу остывающего слоя достаточно наглядно иллюстрируют реакцию системы на перемещение воды в область недосыщенного ею расплава: выделяющаяся газообразная вода от нижнего контакта перемещается вверх, что приводит к глубокому проплавлению нижней части слоя. По мере остывания эта зона глубокого плавления перемещается вверх, так как кристаллизация ее нижней части сопровождается появлением флюида, перемещением его вверх и снова плавлением твердой фазы. На температурных распределениях наличие зоны глубокого плавления в принципе может проявиться как глубокий минимум. Однако, как видно из рис. 20, в рассматриваемом случае этот минимум оказывается незначительным, что естественным образом связано с переносом тепла в пределы температурной ямы (перемещение флюида в центральную часть недосыщенной водой магматической системы приводит к вовлечению в процесс плавления тепла окружающей ее части).

Интересно отметить также и тот факт, что смесь расплава с твердой фазой в условиях ликвидусного равновесия (т.е. неполного насыщения водой) с термодинамической точки зрения должна поглощать воду не только из своих собственных затвердевающих краевых частей, но и из окружающих пород. Это ясно уже из того, что парциальное давление воды



Р и с. 19. Распределение по разрезу затвердевающего слоя содержания расплава в зависимости от времени после внедрения

1 — $0,39 \cdot 10^5$; 2 — $2,24 \cdot 10^5$; 3 — $3,59 \cdot 10^5$; 4 — $4,93 \cdot 10^5$ лет

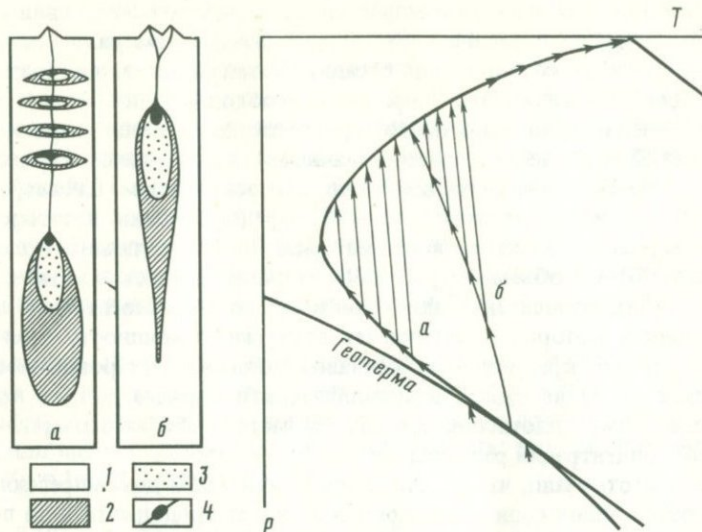


Р и с. 20. Эволюция температурных распределений по разрезу затвердевающего слоя

1 — $0,39 \cdot 10^5$; 2 — $2,24 \cdot 10^5$; 3 — $3,59 \cdot 10^5$; 4 — $4,93 \cdot 10^5$ лет

над таким расплавом меньше общего давления в системе — собственно поэтому расплав и является недосыщенным водой. Между тем для воды, содержащейся в порах окружающих пород, давление либо равно литостатическому, либо превышает его по причине термического расширения газовой фазы (окружающие диапир или магматическую колонну породы непрерывно прогреваются). Если содержащие воду поры образуют систему связанных между собой каналов, тепловое расширение флюидной фазы, естественно, приведет к гидродинамическому переносу воды в сторону недосыщенного ею частично расплавленного ядра магматической системы. Эффект термического расширения и конвективного переноса проявится в еще большей степени, если прогрев окружающих диапир пород вызовет разложение содержащихся в них гидросиликатов, что представляется весьма вероятным на глубинах 30–50 км.

Плавление внутренних частей диапира за счет перемещения воды может означать, что при некоторой оптимальной скорости подъема, несмотря на потерю тепла в окружающие породы и затвердевание краевой оболочки, общее количество расплава сохраняется. Траектория системы в T – P -координатах при таком течении процесса будет зависеть от соотношения между интенсивностью остывания и скоростью подъема подплавленного вещества, т.е. от параметров, о которых мы имеем очень ограниченную информацию. Однако мы легко можем представить себе эту траекторию в простом предельном случае настолько малой скорости подъема, что кристаллизация краевых зон всегда обеспечивает избыток воды в центральной части диапира. В этом случае интервал плавления при декомпрессии вдоль нижней части солидусной кривой (рис. 21) уже не будет ограничен количеством присутствующей воды (как при чисто адиабатической декомпрессии). В принципе если температура зарождения расплава (т.е. температура в точке пересечения "сухой" адиабаты с нижней ветвью солидусной кривой $T_{зар}$) превышает температуру минимума линии солидуса более чем на



Р и с. 21. Общие схемы развития магматического процесса в водосодержащей коре и верхней мантии

a — с отделением нежидких фаз от расплава на верхнем участке подъема; *б* — с прямым поступлением расплава на поверхность. 1 — вмещающие породы, 2 — закристаллизовавшаяся часть диапира, 3 — смесь расплава с кристаллами, 4 — расплав

$\Delta H_A/c_p \approx 200^\circ$, декомпрессия вдоль этой линии может закончиться полным плавлением твердых силикатов. В противном случае интервал плавления вдоль солидусной кривой может простираться до ее минимума.

Перемещение воды из кристаллизующейся краевой части диапира к центру или из окружающей среды в диапир приводит не только к изменению состава, но и к изменению удельного теплосодержания смеси. На уровне зарождения расплава теплосодержание 1 моль присутствующей в смеси воды равнялось $\sim c_{p,H} T_{зар}$. Добавляющаяся в центральную часть диапира вода по мере его подъема имеет более низкую температуру ($T_{min} < T < T_{зар}$), а следовательно, и более низкое теплосодержание. Кроме того, теплоемкость воды в несколько раз ниже теплоемкости силикатных фаз. Отсюда ясно, что по мере плавления за счет оттеснения воды из краевых частей приходящегося на 1 моль смеси теплосодержание в центральной части диапира будет несколько понижаться. Это означает, что если теплосодержание системы на уровне зарождения расплава не превышало величины q_1 , расплав, как и в случае адиабатической декомпрессии, должен полностью закристаллизоваться в области верхней ветви солидусной кривой. Кристаллизационное оттеснение воды к центральным частям диапира, так же как и трансвапоризация, может сильно увеличить степень его проплавленности, но не только не увеличивает, а, наоборот, уменьшает дистанцию подъема низкотемпературных расплавов по сравнению с чисто адиабатическим процессом.

Разделение твердой и жидкой фаз (отсадка кристаллов). Вторым механизмом перераспределения вещества, способным привести к существующим

му отклонению условий декомпрессии от адиабатических, является механическое отделение расплава от твердой фазы путем уплотнения кристаллического каркаса смеси или отсадки взвешенных в жидкости кристаллов. Для реализации этого процесса необходимо повышение объемной доли расплава до некоторого критического значения, при котором образованный хаотически ориентированными кристаллами каркас теряет жесткость. По существующим оценкам, основанным на петрографическом изучении изверженных пород [145] (выделении в них кумулятивного каркаса и межзернового материала), эта величина колеблется в пределах 50–20 объемн.% расплава. Однако следует иметь в виду, что эти оценки относятся к породам интрузивов, относительно небольшая мощность которых ограничивает возможную мощность слоя кумулуса. Для смесей кристаллов с расплавом многокилометровой мощности статическое давление столба кристаллического каркаса должно привести к существенному уплотнению его нижней части и понижению критической объемной концентрации расплава.

Выше мы отмечали, что за счет накопления воды декомпрессия вдоль нижней ветви линии солидуса в принципе может продолжаться до полного плавления смеси. Учет возможности отделения расплавов существенно меняет эту картину. Видимо, в реальной ситуации магматическая система остается однородной до тех пор, пока в ней не накопится 10–15 объемн.% расплава. Дальнейшая декомпрессия приведет к разделению системы на две части, поэтому изобразить ее дальнейшую траекторию в P – T -пространстве одной линией невозможно. Нижняя часть системы, представляющая собой смесь кристаллов с межзерновым расплавом, может двигаться в P – T -пространстве вдоль линии солидуса, а непрерывно отделяющийся от нее расплав даст пучок кривых, ответвляющихся от этой линии (см. рис. 21). Генерирующийся таким способом столб расплава будет иметь неоднородное распределение температуры (наиболее высокотемпературная линия относится к головной части этого столба), а также неоднородное распределение химического состава, так как он фактически образуется путем селективного плавления ограниченного количества исходного вещества.

Судьба отделившегося расплава зависит от скорости его подъема, которая благодаря низкой вязкости (расплав насыщен водой) может быть исключительно высока. В пределе высокой скорости подъема его декомпрессия будет иметь адиабатический характер до того момента, в который траектория попадает на поверхность ликвидуса расплав + пар и начнется дегазация. При более низкой скорости возможно обогащение расплава водой и охлаждение за счет теплообмена с окружающими породами, в результате которого пучок траекторий расплава в P – T -пространстве будет тяготеть к линии солидуса.

С термодинамической точки зрения, принципиальная роль отделения расплава от твердой фазы состоит в том, что система, таким образом, разделяется на части с существенно неравным теплосодержанием, хотя температура отделяющегося расплава, естественно, равна температуре остающейся смеси: молярное теплосодержание расплава всегда выше теплосодержания равновесной с ним твердой фазы, грубо говоря, на величину ΔH плавления. При отсутствии разделения такие расплавы должны

были бы зарождаться при значительно более высокой температуре, чем их действительная $T_{\text{зар}}$. Отделение расплавов с повышенным теплосодержанием, естественно, означает понижение теплосодержания остающейся смеси (ядра диапира), а следовательно, уменьшение ее возможной дистанции подъема (за счет увеличения дистанции подъема отделяющихся расплавов). Непрерывная генерация расплава по мере декомпрессии порождающей их смеси приводит к появлению столба расплава с непрерывным распределением мольных теплосодержаний по его высоте, причем часть этого распределения (головная часть столба) может удовлетворять условию адиабатической достижимости расплавом поверхности Земли. Условия реализации этой возможности интересно рассмотреть более подробно.

Выше мы сформулировали условие достижимости расплавом поверхности как $q > q_1 = c_{p,A} T_A - h_A P$. Это справедливо для смесей, бедных водой. Поскольку отделяющиеся в глубинах расплавы достаточно обогащены водой, для них это условие необходимо уточнить: если расплав имеет состав $N_A, N_H = 1 - N_A$, для него, очевидно,

$$q_1 = (c_{p,A}^s N_A + c_{p,H}^s N_H) T_A - N_A h_A P - \int_{P_{\text{ат}}}^P h_H dP. \quad (4-48)$$

Если теплосодержание расплава при давлении P превышает определенное по формуле (4-48), то в результате адиабатической декомпрессии до $P = 0$ он закристаллизуется неполностью. Теперь предположим, что расплав отделился от поднимающегося диапира при определенном значении температуры ($T_{\text{отд}}$) и давлении ($P_{\text{отд}}$) в пределах ограниченной линией солидуса области P - T -поверхности. Задав $P_{\text{отд}}$ и $T_{\text{отд}}$, мы практически задали и состав отделяющегося расплава, так как он находится в ликвидном равновесии с твердой фазой. Теплосодержание этого расплава равно

$$q = (c_{p,A} N_A + c_{p,H} N_H) T_{\text{отд}} + (N_A \Delta \bar{H}_A + N_H \Delta \bar{H}_H) \quad (4-49)$$

(в этой и нижеследующих формулах мы не делаем различия между теплоемкостями компонентов в различных фазах, так как они мало отличаются друг от друга). Чтобы этот расплав не исчез при нулевом давлении, необходимо выполнение условия $q > q_1$. С учетом (4-48) и (4-49) это дает:

$$T_{\text{отд}} > T_A - \frac{N_A h_A P + N_H \int_{P_{\text{ат}}}^P h_H dP}{N_A c_{p,A} + N_H c_{p,H}} - \frac{N_A \Delta \bar{H}_A + N_H \Delta \bar{H}_H}{N_A c_{p,A} + N_H c_{p,H}}. \quad (4-50)$$

По этому соотношению мы можем построить в плоскости P - T линию (линия F на рис. 22), разделяющую область плавления на две части: расплавы, отделившиеся в любой точке правее этой линии, достигают поверхности при адиабатической декомпрессии, в противном случае они полностью кристаллизуются на верхней ветви линии солидуса.

Теперь рассмотрим взаимоотношения между температурой зарождения расплава (т.е. начала плавления при декомпрессии) и температурой его отделения. Будем считать, что в начальный момент декомпрессии смесь бедна водой, так что $n_A \approx 1$, $q \approx c_{p,A} T_{\text{зар}}$. Условие начала отделения расплава состоит в том, что его объемная концентрация достигает значения $f \sim 0,1$.

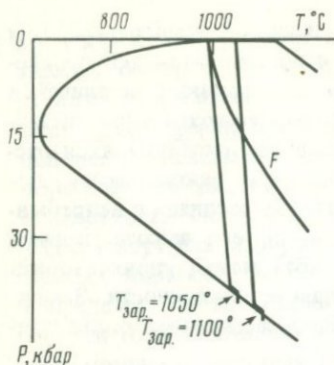


Рис. 22. Область отделения расплавов, способных подниматься до поверхности Земли (правее линии F) и линии начала отделения расплавов для двух значений температуры зарождения магматической системы

Это условие можно записать следующим образом:

$$\frac{n_A^I (N_A V_A + N_H V_H)}{N_A \left(n_A V_A + \frac{n_A^I}{N_A} N_H V_H \right)} = f. \quad (4-51)$$

Здесь V_A и V_H — парциальные мольные объемы компонентов расплава, значения N_A и N_H (состав расплава) зависят от $T_{отд}$ и $P_{отд}$, объемными эффектами плавления силиката и растворения газа мы пренебрегаем. Из (4-51) можно найти количество молей силиката, перешедшего в расплав к моменту его отделения:

$$n_A^I = n_A f \frac{V_A}{V_A + \frac{N_H}{N_A} (1-f) V_H}. \quad (4-52)$$

Найдя n_A^I , мы можем записать и условие баланса тепла:

$$c_{p,A} (T_{зар} - T_{отд}) = \left(\Delta \bar{H}_A + \frac{N_H}{N_A} \Delta \bar{H}_H \right) \frac{n_A^I}{n_A} - h (P_{зар} - P_{отд}). \quad (4-53)$$

Эта запись предполагает, что добавление к смеси всей необходимой для плавления воды происходило при температуре $T_{отд}$. Вообще говоря, оттесняемая к центру диапира вода изменяет свою температуру в интервале от $T_{зар}$ до $T_{отд}$, т.е. привносит в смесь некоторое количество тепла, не учтенное в формуле (4-53). В этом отношении тепловой баланс (4-53) соответствует наименее благоприятным для достижения расплавом поверхности условиям подъема.

По формулам (4-52) и (4-53) для каждого значения $T_{зар}$ мы можем построить в P - T -плоскости кривую возможных значений $T_{отд}$ расплава. Если какой-либо участок этой кривой окажется правее линии F , это будет означать, что магматическая система, зародившаяся при данном значении $T_{зар}$, может дать расплавы, способные появиться на поверхности при адиабатическом подъеме.

На рис. 22 показана линия F и зависимости $T_{отд}$ от $P_{отд}$ для двух значений $T_{зар}$ (1050° и 1100°), рассчитанные по термодинамическим свойствам системы альбит-вода. Из приведенных на этом рисунке данных можно сделать несколько любопытных выводов. Например, из него сразу видно, что если $T_{зар}$ магматической системы не превышало ~1050°, отделившиеся от нее расплавы не достигнут поверхности в адиабатическом процессе (кривые зависимостей $T_{зар}$ от $P_{отд}$ для них не пересекут линию F). Для систем с $T_{зар}$ выше ~1050° судьба отделяющихся расплавов существенно зависит от динамики подъема и охлаждения диапира:

при слишком медленном подъеме и быстром обогащении водой возможно, что отделившиеся расплавы также будут неспособны сохраниться до нулевого давления.

Конечный участок декомпрессии магматической системы, как уже неоднократно отмечалось, приходится на верхнюю ветвь линии солидуса, движение вдоль которой сопровождается кристаллизацией, дегазацией и повышением температуры расплава. На этом участке отделение от расплава нежидких фаз (всплывание газовых пузырьков, оседание зерен кристаллизующихся минералов) также может играть принципиальную роль, связанную с повышением мольного теплосодержания магмы в этом процессе. Если предположить, что расплав на этом участке в каждый момент времени свободен от газовых пузырьков и взвешенных в нем кристаллов, условие теплового баланса в нем будет выглядеть следующим образом:

$$(N_A c_{p,A} + N_H c_{p,H}) dT \cong -(N_A \Delta \bar{H}_A + N_H \Delta \bar{H}_H) dn_l. \quad (4-54)$$

Интегрирование этого соотношения дает

$$N_l = \frac{n_l}{n_l^0} = \exp \left\{ - \int_{T_0}^{T_A} \frac{N_A c_{p,A} + N_H c_{p,H}}{N_A \Delta \bar{H}_A + N_H \Delta \bar{H}_H} dT \right\}, \quad (4-55)$$

где n_l^0 и T_0 — количество расплава и его температура в момент начала декомпрессии вдоль верхней ветви линии солидуса; N_l — соответственно доля расплава, достигшего поверхности Земли. Поскольку подынтегральное выражение в показателе положительно, N_l при любом значении $T_0 < T_A$ попадает в интервал от 0 до 1 и остается конечной величиной. Отсюда ясно, что низкое теплосодержание магмы при наличии отделения жидкости от других фаз ограничивает не высоту его подъема, а количество расплава, которое способно подняться на данную высоту.

Правда, здесь следует отметить, что физически представить себе процесс полного освобождения от появляющихся в объеме магмы нежидких фаз не очень просто: надо предполагать наличие в верхних ярусах земной коры системы магматических камер, играющих роль "отстойников", и импульсный характер перемещения расплавов на последнем участке декомпрессии из одной камеры в другую. Если же магма просто поднимается по вертикальному каналу, тепловой баланс в ней будет существенно зависеть от соотношения между скоростями движения расплава, оседания кристаллов и всплывания газовых пузырьков. Здесь можно только отметить, что поскольку температура в столбе расплава увеличивается снизу вверх, оседающие кристаллики будут подогревать нижнюю часть столба и тем самым способствовать продвижению вверх низкотемпературных расплавов, поднимающиеся газовые пузырьки должны, наоборот, охлаждать верхнюю часть столба и тормозить его продвижение. Присутствие в смеси газообразной воды ускоряет кристаллизацию и за счет высокого теплового эффекта расширения этой фазы.

В целом из проведенного выше обсуждения можно сделать вывод, что накопление воды в расплаве и отделение жидкости от твердой фазы делают возможной генерацию глубоко проплавленной магмы в относитель-

но низкотемпературных условиях и снимают ограничения на высоту подъема и возможность достижения земной поверхности низкотемпературными расплавами.

Диссипация механической энергии. Энергетический баланс всплывающей магмогенерирующей системы, помимо потери тепла, идущего на прогрев вмещающих пород, должен учитывать и диссипацию механической энергии, преобразующейся в тепло путем работы против сил внутреннего трения в процессе конвективных движений. Эта энергия по своей природе может быть разделена на две составляющие. Первая связана с общим выигрышем гравитационной потенциальной энергии всей планеты при перемещении более легкого частично расплавленного и прогретого вещества вверх.

Суммарная оценка этой энергии не представляет труда, если известна разница плотностей поднимающейся и погружающейся частей системы. Такие оценки производились, они показали, что этот вклад в энергетику магмогенерирующей системы относительно невелик. По этому поводу мы заметим только, что при подъеме магматической колонны или диапира неоднородность поля скоростей и соответственно диссипация механической энергии имеют место не только в пределах поднимающейся части системы, но и в ее окружении. Ответить на вопрос, какая часть этой энергии выделяется в форме тепла в пределах магмогенерирующей части, а какая в окружающей среде, можно только решив соответствующую гидродинамическую задачу.

Вторая составляющая диссипирующей механической энергии — это работа расширения всплывающего элемента коры или мантии по мере понижения давления. Эта работа совершается за счет понижения внутренней энергии магмогенерирующей части и диссипирует в конечном итоге в пределах окружающей ее среды (по сути, это некондуктивный механизм переноса тепла). Потери энергии на совершение работы расширения учитываются формулой (4–19) отчасти. Соответственно этой формуле предполагается, что работа расширения поднимающегося вещества составляет $\delta A = PdV$, т. е. принимается идеальное течение процесса в смысле отсутствия сил трения.

В действительности эта работа содержит дополнительную часть $\delta A'$ ($\delta A = PdV + \delta A'$), совершаемую против сил внутреннего трения вмещающей среды.

Оценка этого эффекта также выходит за рамки термодинамического анализа, ясно только, что он приведет к некоторому охлаждению поднимающегося диапира. Но здесь интересно отметить коренное изменение ситуации при переходе от режима всплывания диапира или магматической колонны к режиму излияния водонасыщенного расплава на поверхность через открытый канал. В этом случае для размещения расширяющегося (в частности, за счет дегазации) магматического расплава не требуется увеличение объема камеры т. е. исчезают не только потеря энергии $\delta A'$, но и работа бесконечно медленного (идеального) расширения PdV (процесс становится адиабатически-изоэнергетическим). Для учета последнего эффекта к рассчитываемому по формуле (4–23) тепло-содержанию на самом последнем участке подъема в принципе необходимо

добавить энергию $\int_V^V P dV$, что, естественно, сдвинет границу достижимости поверхности водонасыщенным расплавом в сторону более низких температур.

Определенного вклада в энергетику процесса подъема на этапе излияния расплава можно ожидать также еще по одной причине. Выше мы отмечали, что до тех пор, пока в центральной части магмогенерирующей системы имеет место ликвидусное равновесие твердых силикатов с расплавом, недосыщенным водой, она в процессе подъема и охлаждения должна поглощать воду из окружающей среды. На завершающей стадии подъема (в области верхней ветви солидусной кривой) эта ситуация также меняется на противоположную. Весь присутствующий в системе расплав становится водонасыщенным, поэтому его остывание приводит к дегазации с превышением давления газообразной воды над литостатическим. Максимальную оценку этого превышения можно получить из данных по растворимости воды в силикатном расплаве и уравнений состояния жидкой, кристаллической и газообразной фаз, если рассмотреть процесс остывания расплава при постоянном объеме.

На рис. 23 приведены результаты такого расчета [19], проведенного на примере системы албит-вода. Для начальных условий взяты следующие значения температур и давлений, отвечающие точкам P - T -кривой солидуса: 1) $P_0 = 500$ атм, $T_0 = 960^\circ\text{C}$, 2) $P_0 = 1000$ атм, $T_0 = 900^\circ\text{C}$, 3) $P_0 = 3000$ атм, $T_0 = 804^\circ\text{C}$, 4) $P_0 = 5000$ атм, $T_0 = 760^\circ\text{C}$. Выбрано 10 вариантов исходных соотношений объемных долей фаз:

Пар	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
Твердый	0,1	0,3	0,5	0,7	0,9	0,45	0,4	0,35	0,3	0,25
силликат										
Расплав	0,0	0,7	0,5	0,3	0,1	0,45	0,4	0,35	0,3	0,25
Номер варианта	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Расчеты показали, что, как видно из рис. 23, превышение давления газовой фазы над литостатическим может достигать в данном случае ~ 2 кбар.

В действительности, конечно, остывание водонасыщенного расплава в замкнутой камере происходит не в изохорных условиях — требуемый для размещения газовой фазы объем освобождается с определенной скоростью, зависящей от времени релаксации вмещающей среды на возникающие за счет остывания расплава избыточные напряжения. Но если релаксация (что весьма вероятно) происходит не путем гидродинамического растекания среды, а посредством образования системы разломов, то заполняющий эти разломы расплав придет в непосредственный контакт с непрогретыми породами, т. е. его остывание и дегазация ускорятся. В этом случае вполне возможно такое течение процесса, при котором увеличение объема магматической камеры приводит не к понижению, а к увеличению газового давления, что в конечном счете должно привести к взрыву. Представляется вполне естественным рассматривать кристаллизационную дегазацию расплава как механизм вулканических взрывов и вскрытия магматических каналов, соединяющих вулканические очаги с поверхностью Земли.

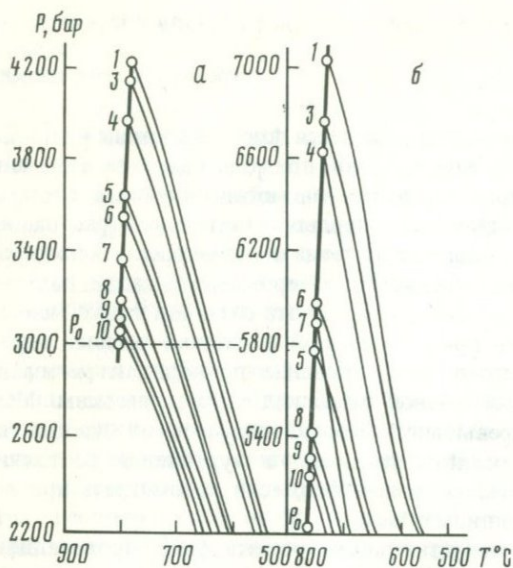
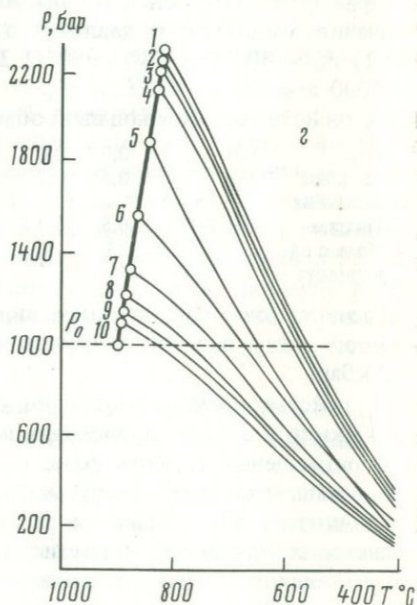
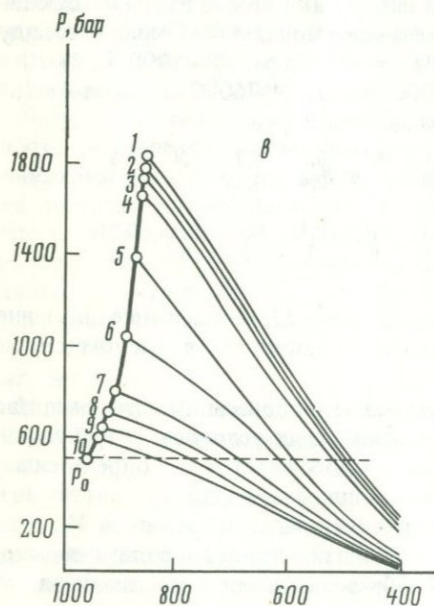


Рис. 23. Изменение давления воды при изохорной кристаллизации водно-альбитового расплава и дальнейшем охлаждении ниже температуры солидуса. Кривыми на кривой трехфазного равновесия обозначены максимальные давления, достигаемые при заданных начальных условиях (варианты 1–10). а–з – начальные давления (в бар): – 500, б – 1000, в – 3000, з – 5000



В случае камеры, соединенной магмоводом с поверхностью Земли, дегазация за счет остывания всего очага может дать постоянную добавку к выжимающему расплав давлению, что в конечном счете приведет к диссипации в пределах магмовода дополнительной механической энергии. Поскольку по своему происхождению эта энергия является работой дегазационного расширения (за счет остывания и кристаллизации) всего вулканического очага, а диссипирует она в пределах ничтожного по сравне-

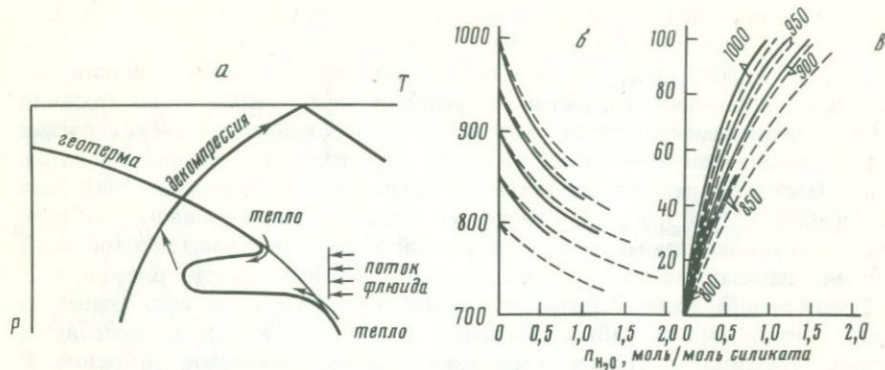
нию с размерами очага объема магмовода, то вклад в энергию изливающегося расплава может быть достаточно ощутим.

Наконец, последнее, что хотелось бы отметить по поводу влияния диссипации механической энергии на условия перемещения к поверхности Земли низкотемпературных расплавов, это необходимость учета сложных реологических свойств смесей расплава с кристаллами и газовыми пузырями. Даже если расплав движется по каналу как ньютоновская жидкость с параболическим профилем скоростей, механическая энергия в его объеме диссипирует неравномерно — ее тепловой эффект максимален в той части потока расплава, в которой максимален градиент скорости течения, т. е. вблизи стенок канала. Если же течение вырождается в скольжение по поверхности склона, объем расплава, в пределах которого выделяется тепло внутреннего трения, уменьшается катастрофическим образом. В результате магна, которая в адиабатическом процессе не должна достигать поверхности Земли в расплавленном состоянии, вполне может все-таки появиться на поверхности в виде пористой затвердевшей массы, сопровождаемой относительно небольшим количеством достаточно горячего расплава.

Общие схемы процессов магнообразования. Основываясь на результатах проведенного анализа, мы можем предложить два типа общих схем магнообразования. Первый тип — магнообразование в водосодержащей коре и мантии, связанное с постепенным глобальным разогревом планеты за счет ее внутренних источников тепла. В результате этого разогрева геотерма на некоторой глубине рано или поздно должна пересечь нижнюю ветвь линии солидуса (см. рис. 21), при этом появятся условия для возникновения или облегчатся продвижение диапиров, астенолитов, магматических колонн. С течением времени область пересечения (или, точнее говоря, совпадения) геотермы с линией солидуса должна расширяться вниз, что создает предпосылки для появления на поверхности все более глубоких и высокотемпературных расплавов. По существу эта схема была обсуждена выше, здесь мы только отметим несколько ее характерных особенностей.

Распределение температур по оси магматической системы в этом случае имеет глубокий минимум. Это объясняет, как кажется, непонятый до настоящего времени исследователями результат геофизических измерений тепловых потоков и соответствующих расчетов, согласно которому температура под областями действующего вулканизма относительно невелика (700–1000°).

Отдельный диапир по всей этой схеме генерирует колонну расплава, химически дифференцированную по высоте, причем механизмом дифференциации является селективное плавление исходного вещества. Головная часть столба магмы должна быть наиболее легкоплавка, хотя отделяется она от исходного вещества при наиболее высокой температуре. Завершающим этапом вулканической деятельности по этой схеме может быть появление на поверхности протрузий твердого вещества наиболее основного состава, если количества присутствующего в нем газа (как результат кристаллизации остаточного водосодержащего расплава) достаточно для соответствующего понижения общей плотности смеси газ–твердое вещество. На химические тенденции селективного плавления в вулкани-



Р и с. 24. Схема магмообразования в сухой коре за счет поступления летучих (а) Зависимость температуры (б) и объемной доли расплава (в) в первоначально сухой системе от количества поступившего флюида. Сплошные линии — для давления 3 кбар (глубина 10 км), пунктир — для давления 6 кбар (глубина 20 км). Числа возле кривых на графике в показывают температуры сухой системы

ческой серии пород могут наложиться тенденции кристаллизационной дифференциации, если она имела место на последнем этапе подъема магмы (схема б на рис. 21).

Второй тип магмообразования может быть связан с локализованным разогревом в первоначально сухой коре, последующее плавление которой обусловлено появлением потоков летучих компонентов. Эти потоки могут иметь различную природу, например, можно предполагать тектоническое образование разлома, по которому начинается миграция летучих с поверхности или из глубин Земли в зону разогрева коры. Возникающая в таком процессе ситуация схематически изображена на рис. 24,а. Ее характерная черта — наличие достаточно обширной области, в которой температура превышает солидусные значения в системе с водой (т. е. точка пересечения геотермы с линией солидуса находится на небольшой глубине). Причиной столь сильного локального повышения температуры на малых глубинах может служить, например, наличие вблизи данного участка коры высокотемпературного диапира глубинных пород, который одновременно может быть и источником мигрирующих летучих компонентов. Появление водосодержащего флюида в этой области немедленно приведет к локальному плавлению с понижением температуры (см. рис. 24,а). Интересно подчеркнуть две особенности этого процесса, которые представляются достаточно важными.

Во-первых, плавление по обсуждающейся схеме, так же как и в случае декомпрессии водосодержащего вещества, происходит исключительно за счет собственного теплосодержания пород, а отнюдь не за счет тепла, приносимого потоком летучих — последние вовсе не должны быть "горячими". Во-вторых, образовавшаяся таким путем область плавления имеет более низкую температуру, чем окружающие ее породы: как видно из рис. 24,а, она представляет собой своеобразную "температурную яму" в геотерме. Это означает, что тепло окружающих пород также начнет вовлекаться в процесс плавления.

Тепловой баланс плавящейся по такой схеме системы в общем случае может серьезно зависеть от теплового потока, обусловленного потоком летучих, и от теплообмена расплава с окружающими породами. Однако, если область локального плавления невелика и для ее формирования необходимо перемещение небольшого общего количества летучих, мы можем считать, что температура поступающего флюида равна геотермической (T_r) для данного уровня глубины (перемещающийся флюид находится в тесном контакте со средой и имеет температуру, равную температуре среды). Тогда, если не учитывать дополнительного перемещения тепла в область плавления из окружающих пород по механизму теплопроводности, теплосодержание плавящейся смеси будет зависеть от количества привнесенной воды следующим образом:

$$q(n_n) = (c_{p,A}n_A + c_{p,H}n_H)T_r = q_r - (c_{p,A} - c_{p,H})n_H, \quad (4-56)$$

где $q_r = c_{p,A}T_r$ — начальное (геотермическое) теплосодержание сухих пород. С помощью соотношения (4-56) и данных, приведенных на рис. 8 и 9, задавшись определенным значением глубины плавления и геотермической температуры на этой глубине, можно построить зависимости количества появившегося расплава и понижения температуры от количества привнесенной воды. Для примера на рис. 24,б,в приведены построенные таким образом кривые плавления на глубинах 10 и 20 км для ряда начальных температур пород.

Образовавшийся по схеме плавления сухой коры за счет привноса воды расплав (или смесь расплава с кристаллами) в принципе может перемещаться вверх, накапливать в себе летучие компоненты и отделять свободные от твердой фазы расплавы так же, как и в случае первой схемы. Если такое плавление произошло на небольшой глубине вблизи точки пересечения геотермы с линией солидуса (как это изображено на рис. 24,а), количество появившегося расплава будет невелико (оно определяется отношением $c_p(T_r(P) - T_s(P))/\Delta H_{пл}$, а возможная дистанция его подъема будет ограничена условиями адиабатической декомпрессии. Ее можно определить нахождением точки пересечения солидусной кривой с "сухой" адиабатой, исходящей из точки T_r .

Первую из обсуждавшихся схем магмообразования кажется естественным отнести к формированию глубинных базальтовых и андезито-базальтовых магм в областях активного современного вулканизма. Вторая схема может оказаться плодотворной в области процессов гранитообразования и палингенеза. Особенно привлекательными предложенные схемы магмообразования при декомпрессии глубинного вещества представляются потому, что они обеспечивают достаточно четкие рамки для постановки задачи моделирования динамики химической дифференциации вещества в магматическом процессе.

ДЕКОМПРЕССИЯ ПОРОД КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАК МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМ: РОЛЬ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ

Согласно проведенному анализу [20], особенности механизма магмообразования при декомпрессии водосодержащих пород коры и мантии определяются: 1) зависимостью характера плавления и, следовательно, состава магм от теплосодержания пород до начала их декомпрессии и степени понижения давления на них; 2) зависимостью путей процесса от наличия температурных экстремумов на кривых плавления силикатов в присутствии летучих компонентов; 3) исключительным влиянием разделения жидкости и кристаллов на температурный режим декомпрессии и перемещение расплавов в область низких давлений; 4) специфичностью температурного режима плавления и кристаллизации, которая определяется понижением температуры на начальных и ее повышением на завершающих этапах декомпрессии; 5) существенной зависимостью плавления и его температурного режима от концентрации летучих компонентов в системе.

Основываясь на перечисленном выше, рассмотрим следующую группу вопросов, связанных с магмообразованием в коре и верхней мантии: 1) специфику плавления пород коры и верхней мантии по существующим представлениям о газовом режиме в них; 2) зависимость перемещения магматических расплавов к поверхности Земли от условий декомпрессии в глубинах; 3) особенности развития зон частичного плавления с образованием главных типов магм; 4) глубину формирования главных масс магм и образования вулканических очагов; 5) связь магмообразования с тектонической обстановкой процесса; 6) соотношение температур лавовых излияний на поверхности с температурой в области магмообразования, условия формирования нодулей в мантийных магмах; 7) влияние интенсивной дегазации глубин Земли на магмообразование.

УСЛОВИЯ ПЛАВЛЕНИЯ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПРИ ДЕКОМПРЕССИИ ПОРОД

На рис. 25 на примере простых моделирующих систем $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит) — H_2O — CO_2 [132], перидотит— H_2O — CO_2 [150, 207] приведены условия начала плавления пород континентальной коры и верхней мантии при различной доле воды в глубинных флюидах.

Наличие температурных экстремумов на кривых плавления, как показывает анализ [20] (см. рис. 3), приводит к гетерогенности условий плавления по глубине. В зависимости от исходной концентрации воды в породах, общего давления и температуры, при которых достигается начало плавления, могут быть выделены три T — P -области с различными путями декомпрессии. Они представлены в виде схемы на рис. 26.

T — P -область I расположена по температуре выше адиабаты для кристаллического вещества с ее начальной точкой при температуре плавления пород в условиях нормального давления (линия a , рис. 26) и характери-

зается двумя условиями: 1) при низких концентрациях H_2O декомпрессия сопровождается плавлением вплоть до нормального давления (вариант декомпрессии 1, рис. 26), т. е. аналогично процессу в сухих условиях; 2) при достаточно высокой концентрации воды декомпрессия при высоких давлениях сопровождается плавлением, а при низких — кристаллизацией расплава, однако частично расплавленное состояние сохраняется вплоть до нормальных давлений (вариант декомпрессии 2, рис. 26).

T - P -область II расположена по температуре ниже адиабаты a и ограничена со стороны более низких давлений T - P -кривой b , проходящей через температурные минимумы солидуса при заданной концентрации воды во флюиде (см. рис. 26). Для нее плавление, сопряженное с декомпрессией, ограничено по давлению (глубине). Оно заканчивается полной кристаллизацией расплава при низких давлениях.

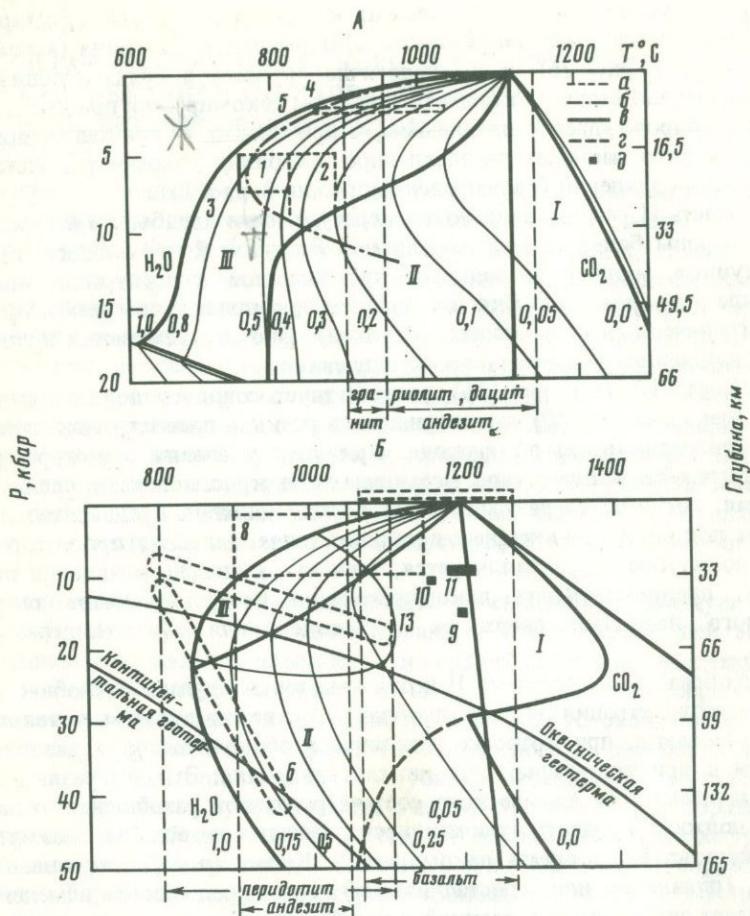
T - P -область III (см. рис. 26) соответствует солидусу пород при отрицательном знаке (dT/dP) моновариантных реакций плавления при заданной концентрации воды во флюиде. При этих условиях декомпрессия не может привести к плавлению. Возможна лишь кристаллизация расплава для случая, когда перед декомпрессией порода испытала предварительное плавление под влиянием внешнего источника тепла. Давление, при котором расплав полностью закристаллизуется, зависит от степени плавления при условиях, предшествующих декомпрессии, т. е. от количества тепла, полученного породами сверх их теплосодержания при температуре солидуса.

Таким образом, T - P -область II и для некоторых случаев T - P -область I (высокая концентрация H_2O в породах) соответствуют тем условиям магмообразования, при которых плавление в области высоких давлений сочетается с кристаллизацией при низких давлениях. Эти два различных механизма изменения химического состава расплавов разобщены по давлению и должны создавать отличающиеся тенденции в эволюции магматических жидкостей во время декомпрессии. Кроме способа образования расплава (плавление или кристаллизация), они определяются изменением характера эвтектических реакций и полей кристаллизации с давлением.

Рассматривая декомпрессию в T - P -области II, следует обратить внимание на следующую особенность: плавление в ней происходит в широкой области давлений, в то время как кристаллизация приурочена к низким давлениям (ниже ~ 10 кбар) и осуществляется в весьма узкой области подъема (см. рис. 25).

В T - P -области I в отличие от T - P -области II (за исключением случаев с высокой концентрацией воды) изменение химического состава расплавов при декомпрессии связано лишь с плавлением и в этом имеется полная аналогия с процессом в "сухих" условиях. Кристаллизация может быть обусловлена лишь охлаждением расплава в результате потери тепла в окружающие породы.

Одним из важных факторов изменения состава магматических жидкостей при декомпрессии является концентрация воды. С ее увеличением появляется возможность для более длительного следования системой при понижении давления вдоль эвтектического равновесия (кристалл + расплав + пар) при плавлении в области высоких и кристаллизации в области низких давлений (рис. 27). Согласно экспериментальным данным [160],



Р и с. 25. Гетерогенность коры и верхней мантии в отношении условий плавления и подъема продуктов частичного плавления к поверхности Земли

А — модель плавления континентальной коры на примере системы Na Al Si₃O₈ (альбит) — H₂O — CO₂ [132], Б — модель плавления верхней мантии на примере системы перидотит — H₂O — CO₂ [150, 207]

H₂O, CO₂ — солидус в присутствии воды и углекислоты, промежуточные кривые — солидус как функция состава флюидной фазы H₂O/(H₂O + CO₂), цифры при кривых — мольная доля воды во флюиде

Модель Б построена с использованием экспериментальных данных Миссена и Беттчера в области 10–30 кбар [150, 160] и экстраполяцией этих данных в область более низких и более высоких давлений; кривая солидуса в присутствии CO₂ построена по данным Уайлли [207]; пунктирная кривая — гипотетическая граница устойчивости карбонатов кальция и магния в равновесии с флюидом (H₂O + CO₂) и перидотитом

Выделены T–P-поля условий плавления при понижении давления: I — плавление и подъем продуктов частичного плавления не ограничены по глубине; II — плавление и подъем продуктов частичного плавления ограничены по глубине; для достижения расплавами поверхности необходимы дополнительные условия (разделение жидкости и кристаллов, дегазация); III — плавление, сопряженное с понижением давления, невозможно, однако продукты частичного плавления, образованные под влиянием внешнего источника тепла, при адиабатических условиях могут перемещаться в область низких давлений (разделение кристаллов и жидкости, дегазация способствуют перемещению)

это создает, например, более благоприятные условия для образования кварцнормативных расплавов при давлении перидотитов верхней мантии и высокоглиноземистых основных расплавов при кристаллизации вблизи поверхности Земли. Источником повышения концентрации воды, кроме глубинных потоков летучих компонентов из мантии, как это уже отмечалось [20], может быть эвтектическая кристаллизация диапиров и астенолитов в результате теплообмена с окружающими более холодными породами с отжатием воды из зон кристаллизации в центральные части тела. С этой точки зрения, чем медленнее подъем продуктов частичного плавления, тем значительнее будет влияние воды на эволюцию расплавов.

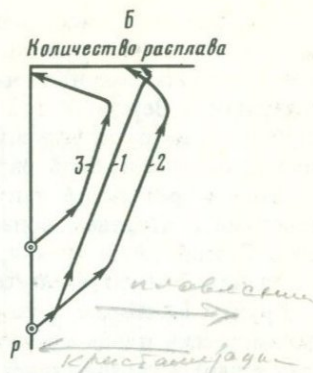
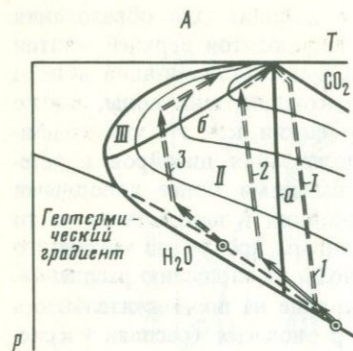
Другим фактором, который оказывает влияние на продолжительность декомпрессии вдоль кривых эвтектического равновесия (расплав + кристалл + пар) и соответствует эволюции расплавов при понижении давления, является отделение жидкости от кристаллов (рис. 27). В этих условиях даже для областей II и III процесс может продолжаться вплоть до поверхности Земли.

Попытаемся оценить по температурам кристаллизации основных типов магм, каким условиям декомпрессии пород коры и верхней мантии (T - P -области I, II или III) могло бы соответствовать их образование. Несомненно, подобные оценки могут быть лишь приближенными, поскольку при подъеме расплавов часть их тепла теряется в окружающую среду с соответствующим отклонением от адиабатичности. Однако, если магмообразование связано с декомпрессией достаточно больших областей коры и верхней мантии, температурные оценки, по-видимому, будут ближе к адиабатической аппроксимации процесса.

По температуре кристаллизации вблизи поверхности Земли базальты (1050 – 1260°C) соответствуют области II и лишь отчасти (при низких давлениях) T - P -области I (интервал температур 12, рис. 25, Б). Это под-

$\leftarrow$ а — прямые, ограничивающие температуры кристаллизации магм, согласно термодинамическим расчетам или исследованиям включений расплавов в минералах; б — условия плавления альбита в соответствии с предполагаемым изменением парциальных давлений H_2O и CO_2 по глубине континентальной коры [52, 39]; в — границы T - P -полей I, II, III; г — T - P -поля кристаллизации магм; д — T - P -условия ликвидуса некоторых базальтов

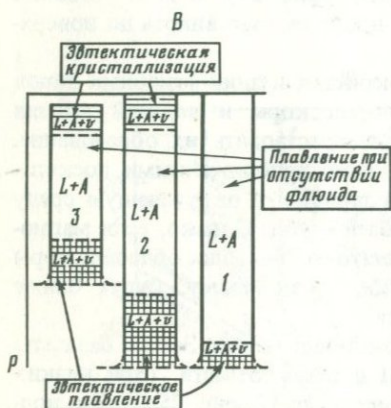
Использованные данные: 1 и 2 — условия анатектического плавления пород амфиболитовой и гранулитовой фаций алданского метаморфического комплекса, основанные на исследовании включений расплавов [32]; 3 и 4 — условия кристаллизации риолитов с куммингтонитом и кальциевой роговой обманкой (Новая Зеландия), согласно термодинамическим расчетам [203, 103]; 5 — условия кристаллизации пемзовых потоков Новой Гвинеи с клинопироксеном и ортопироксеном, согласно термодинамическим расчетам [124]; 6 — T - P -условия равновесия фаз перидотитов альпийского типа, согласно пироксеновым геотермобарометрам [146]; 7 — то же для высокотемпературных перидотитовых интрузий [146]; 8 — T - P -условия кристаллизации андезитовых магм вулкана Безмянного (Камчатка), согласно экспериментальным данным [10]; 9 — условия кристаллизации некоторых оливиновых толеитов (пироксен), согласно экспериментальным данным [111]; 10 — условия равновесия авгитовых и плагиоклазовых фенокристаллов с расплавами щелочных базальтов, согласно термодинамическим оценкам Кармайкл [69]; 11 — условия равновесия авгитовых и плагиоклазовых фенокристаллов с расплавами щелочных базальтов [112]; 12 — температура кристаллизации магм оливиновых толеитов, согласно измерениям температур лавовых фонтанов и озер [68] и плагиоклазовым геотермометрам [107]; 13 — T - P -условия устойчивости амфибола в перидотите [150]



Р и с. 26. Схема плавления при декомпрессии для системы типа силикат-вода-углекислота

А — T - P -сечения с кривыми плавления при различной доле летучих компонентов во флюиде; Б — схема изменения доли расплава при понижении давления; В — схема изменения агрегатного состояния магматической колонны при декомпрессии. Построения произведены согласно результатам расчетов в [20].

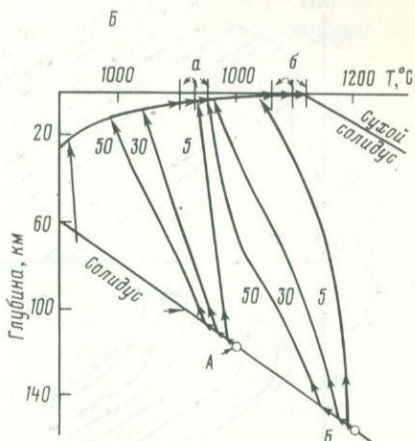
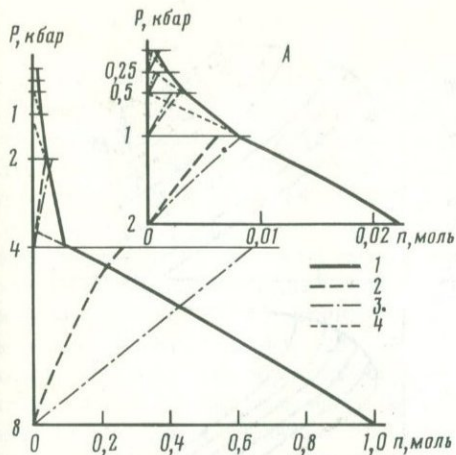
I, II, III — T - P -области с различным режимом декомпрессии (см. объяснение в тексте); а — адиабатическая кривая для твердого вещества с начальной точкой при температуре солидуса системы при нормальном давлении (T_0); б — кривая, проведенная через экстремумы по температуре на кривых плавления силиката при заданном соотношении летучих компонентов во флюиде: 1, 2, 3 — варианты декомпрессии



тверждается и определениями условий кристаллизации базальтов при высоких давлениях (области 9, 10, 11, рис. 25,Б).

Температуры (900 – 1150°) и давления (до ~ 10 кбар) кристаллизации андезитов, дацитов и риолитов позволяют предполагать, что если их образование связано с плавлением пород мантии, то оно происходило в T - P -области II (область 9, рис. 25,Б), если же эти расплавы являются продуктами плавления пород континентальной или океанической коры (в зоне субдукции), то их образование связано с T - P -областью II и, отчасти, с T - P -областью I (области 4, 5, рис. 25,А). Температура кристаллизации перемещенных гранитных тел (800 – 960°) целиком соответствует T - P -областям II и III (см. рис. 25, а), температура и формирование гранитоидов амфиболитовой (760 – 830°) и гранулитовой фаций (820 – 900°) при давлениях около 5 – 7 кбар (1 и 2, рис. 25,А) — T - P -области III.

Перидотитовые интрузии альпийских ультраосновных поясов (800 – 1000°) в рамках модели могут рассматриваться как низкотемпературные образования пород верхней мантии при условиях T - P -областей II и III (6, 7, рис. 25,Б). В противоположность им редкие эффузивные излияния ультраосновных магм (коматиты) имеют высокую температуру (по-видимому, около 1400 – 1600° , [90]), которая свидетельствует об их формировании в T - P -области I.



Р и с. 27. Влияние разделения жидкости и кристаллов (А) и концентрации воды (Б) на эволюцию магматической системы при декомпрессии согласно расчетам [20]

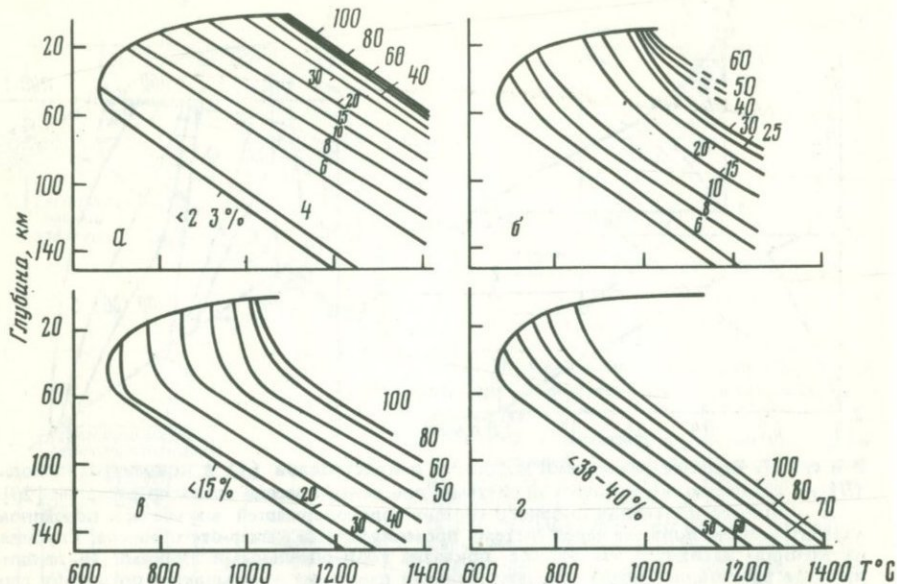
А — пример изменения фазового состава водосодержащей магмы при поэтапном адиабатическом подъеме через систему промежуточных камер-отстойников. Глубина, на которой находится эта камера, показана горизонтальными линиями (в данном примере расстояние между промежуточными камерами уменьшается по закону геометрической прогрессии с показателем $1/2$). В качестве начального состояния выбран расплав, равновесный с твердой и газовой фазами при давлении 8 кбар. Расчет проведен на основании термодинамических свойств системы альбит- H_2O . 1 — количество расплава, 2 — количество твердой фазы, 3 — количество паровой фазы (в молях на моль исходного расплава), 4 — количество расплава при декомпрессии без промежуточных камер-отстойников (т.е. без отделения расплава от твердой и газовой фаз с его ограниченным продвижением к поверхности Земли)

Б — пример влияния концентрации воды в системе (случаи а и б) на температурный режим адиабатической декомпрессии (система альбит- H_2O) [20]. Цифры при кривых — концентрация воды, мол.%. Пунктирные прямые — T - P -условия полной кристаллизации расплава при декомпрессии

Таким образом, температура кристаллизации магм базальтового, андезитового и дацит-риолитового составов вблизи поверхности Земли или на некоторых глубинах позволяет предполагать, что их образование при декомпрессии перидотитовых пород верхней мантии главным образом связано с T - P -областью II с характерной двухэтапностью процесса для этого случая: плавлением исходных пород при высоких давлениях с последующей кристаллизацией расплава в них во время декомпрессии при низких давлениях. Это заключение согласуется с экспериментальными данными по образованию жидкостей базальтового и андезит-дацитового состава при плавлении перидотитов в присутствии летучих компонентов ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$) при температурах около 850 – 1050 и 1050 – 1200° и давлениях около 10 – 25 кбар [160, 128, 125, 189, 188], которые полностью соответствуют T - P -области II.

Исключением являются перидотиты: условия образования низкотемпературных перидотитов альпийского типа соответствуют главным образом T - P -области III, в то время как эффузивные излияния перидотитовых магм (коматитов) вне всякого сомнения соответствуют T - P -области I.

Магмообразование в коре также в основном связано с T - P -областью II



Р и с. 28. Зависимость степени плавления от адиабатического понижения давления на примере системы альбит- H_2O [20]

а, б, в, з — степень плавления при заданных концентрациях воды в системе 5, 10, 30, 50 мол.% соответственно. Цифры при кривых — доля частичного плавления (в объемн.%)

и, возможно, с T - P -областью III для некоторых гранитоидов. Исключения могут составлять высокотемпературные порции андезит-дацит-риолитового состава (T - P -область I), если они являются продуктами плавления пород коры.

Возникает следующая проблема по формированию гранитных магм. Если они являются продуктами анатексиса коры в T - P -области III, то в этом случае следует предполагать наличие внешнего источника тепла для плавления (повышенный тепловой поток из мантии, тепло внедренных мантийных магм и т. д.). Для участков, соответствующих T - P -области II, плавление и образование интрузивных тел не требуют дополнительного источника тепла, для этого достаточно собственного теплосодержания пород.

Исходя из расчетов декомпрессии в системе $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (альбит)- H_2O (рис. 28), попытаемся в первом приближении оценить эффективность понижения давления в образовании главных типов магм при частичном плавлении пород коры и верхней мантии. Жидкость базальтового и андезитового составов соответствует доле частичного плавления перидотитов в присутствии флюида ($\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$), равной ~ 20 – 30 и 5 – 10% соответственно [160]. При декомпрессии пород мантии в присутствии ограниченного количества воды ($\sim 0,5$ вес. %) подобная степень плавления может быть достигнута при понижении давления на 25 – 15 кбар (см. рис. 28). Эти давления слишком малы для тех глубин, которые рассматриваются в качестве областей частичного плавления и начала формирования диапиров

в мантии (зоны понижения скоростей в верхней мантии на глубинах около 75–125 км [206, 186], зона Заварицкого–Бениоффа под островными дугами на глубине около 100–250 км [5]).

Плавнение амфиболитов и эклогитов приводит к образованию жидкостей дацит-риолитового и андезитового составов в присутствии флюида ($H_2O + CO_2$) при доле частичного плавления около 10–20 и 20–30% соответственно [128, 125, 189, 188]. При характерном содержании воды в андезитовых и дацитовых магмах (~1–3 вес.%) эта степень плавления достигается при понижении давления на 3–20 кбар (см. рис. 28), а при более высоких концентрациях воды, свойственных некоторым риолитовым магмам (до 6–10 вес.%), понижение давления может быть гораздо меньше около 3 кбар (см. рис. 28). В любом из этих случаев декомпрессия может обеспечивать образование андезит-дацит-риолитовых магм при формировании диапиров и магматических колонн в областях погружения океанической коры в мантию. Кроме того, эти величины не противоречат глубинам формирования вулканических очагов (20–50 км).

Мощность континентальной коры (до 40–50 км) ограничивает возможность декомпрессии пород. Однако и для нее при достаточно высоком содержании воды (около 3 вес.% и более) понижение давления может быть достаточным для образования расплавов гранитного состава. Необходимая для этого степень плавления пород (20–30% согласно [4]) может быть достигнута при понижении давления на 1–5 кбар (см. рис. 28).

Концентрация H_2O , равная 3 вес.%, не представляется высокой для магнеобразования в коре, так как среднее содержание воды в ее породах составляет около 2,5 вес.% [46].

При дополнительном подтоке воды в область плавления из мантии или окружающих пород для образования расплавов гранитного состава может потребоваться незначительное понижение давления. Например, при концентрации воды в системе около 10 вес.% для этого будет достаточным декомпрессия пород на 1–5 кбар (см. рис. 28). При наличии подтока летучих компонентов возможен и иной механизм адиабатического плавления, не связанный с понижением давления [20]. Плавление происходит за счет собственного теплосодержания пород с понижением температуры и образованием своеобразной "температурной ямы" на геотерме. Этот механизм предполагает поступление водных флюидов в первоначально "сухие" породы или в породы, флюиды которых характеризуются низким парциальным давлением H_2O . Источником подобных флюидов для континентальной коры могли бы быть глубинные массы мантийных магм, поднимающиеся к поверхности Земли, как это предполагается некоторыми исследователями [50, 15].

ОСОБЕННОСТИ МАГМООБРАЗОВАНИЯ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПО СРАВНЕНИЮ С МАГМООБРАЗОВАНИЕМ В КОРЕ

Главные отличия магнеобразования в континентальной коре от магнеобразования в верхней мантии, исключая исходный состав пород и летучих компонентов, определяются, с одной стороны: 1) более низким исходным теплосодержанием пород коры по сравнению с породами верхней мантии; 2) меньшей возможностью для понижения давления; 3) близостью

T - P -области адиабатического плавления (область II, рис. 25) к T - P -области адиабатической кристаллизации (область III, рис. 25). Эти факторы ограничивают возможности плавления и дифференциации образующихся расплавов в коре по сравнению с верхней мантией.

С другой стороны, кора имеет более благоприятные условия для плавления под влиянием летучих компонентов (воды) из-за значительной зависимости растворимости воды в расплавах от давления и соответствующего сдвига эвтектики силикат-летучий компонент к высоким концентрациям H_2O : например, в системе альбит- H_2O при 5 кбар концентрация H_2O в эвтектическом расплаве составляет 10 вес.%, а при 20 кбар — около 35–40 вес.% [5]. В результате добавление одного и того же количества воды при давлениях коры и верхней мантии в первом случае приводит к более значительному плавлению.

Поскольку породы коры характеризуются более высокой концентрацией летучих компонентов по сравнению с мантией и плавление в коре, как предполагается, происходит при дополнительном подтоке летучих компонентов из глубин, то это вместе с вышеуказанным обстоятельством приведет к значительному плавлению нижних частей коры при адиабатической декомпрессии ее пород, несмотря на ограниченные возможности понижения давления (см. рис. 28,з).

Однако едва ли плавление пород коры происходило под влиянием интенсивного потока летучих компонентов, как это предполагается некоторыми исследователями. При давлениях, соответствующих условиям в коре, достаточно добавления 5–10 вес.% H_2O для достижения полного расплавления, даже если источником тепла при плавлении служит собственное теплосодержание пород (см. рис. 28). Невысокая доля расплава в гранитных массах более соответствует плавлению коры при ограниченном количестве летучих компонентов.

УСЛОВИЯ ПОДЪЕМА ПРОДУКТОВ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ КОРЫ И МАНТИИ К ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

Поступление магматических расплавов в верхние горизонты Земли и излияние на поверхность являются тем глобальным процессом, который в значительной степени определяет формирование верхних оболочек планеты: ее коры, атмосферы и гидросферы.

Для магм, первоначальная температура которых высока и соответствует их формированию в T - P -области I (см. рис. 25), нет ограничений в достижении поверхности Земли, за исключением возможного значительного охлаждения на пути подъема при теплообмене с окружающими породами.

Расплавы, образованные в T - P -области II (см. рис. 25), не могут достигать поверхности Земли, если не имеется некоторых дополнительных процессов. Частично расплавленное недифференцированное исходное вещество коры и мантии будет полностью закристаллизовано на определенных глубинах (см. рис. 25).

Этим дополнительным процессом является разделение жидкости и кристаллов при декомпрессии, оно снимает ограничения и делает воз-

возможным достижения поверхности Земли любыми первоначально низко-температурными расплавами T - P -области II (см. рис. 27).

Установление подобного эффекта вносит коренные изменения в существующие гипотезы магмообразования, которые опираются на представления о невозможности продвижения к поверхности Земли расплавов, образованных при температурах солидуса пород коры и мантии в присутствии воды [202, 46, 123, 214].

На этом основании, например, отвергается образование андезитов или других водонасыщенных магм при плавлении мантии, привлекается представление о перегреве расплавов выше температуры солидуса для достижения ими низких давлений. Эта точка зрения базируется на представлении о полной и мгновенной кристаллизации водосодержащего расплава при достижении им T - P -условий солидуса с отрицательным знаком (dT/dP).

Однако этот изотермический процесс требует физического обоснования, которое осталось вне поля внимания исследователей. Для реализации изотермического процесса необходимо наличие в системе некоего температурного буфера, поддерживающего постоянное значение температуры в пределах магматической системы. Например, оправданием подобного типа процесса может служить следующая физическая картина. Магматическая система имеет форму протяженной колонны, в пределах которой действует механизм "быстрого" теплопереноса, выравнивающий температуру. Эта колонна связана с породившей ее зоной частичного плавления, которая и является в данном случае температурным буфером.

Слабым местом этой схемы является необходимость "быстрого" теплопереноса по огромной высоте колонны. Заметим, что теплообмен магматической системы с окружающими породами не может рассматриваться как механизм поддержания изотермических условий декомпрессии: если этот теплообмен достаточно "быстр", он приведет просто к геотермическому распределению температуры по разрезу магматической системы, т.е. к ее кристаллизации сразу после подъема вещества из зоны частичного плавления в мантии. Для отдельных диапиров, не связанных с породившей их зоной частичного плавления мантии, возможность существования температурного буфера представляется еще более проблематичной.

Однако едва ли подобная быстрая теплоотдача возможна, особенно для больших магматических масс. Отклонения от нее и создают условия для продолжения понижения давления вдоль кривой моновариантного равновесия (расплав + кристаллы + пар) с сохранением расплавленного состояния (см. рис. 27). В адиабатических условиях степень перемещения эвтектического расплава в область низких давлений зависит от теплосодержания массы, испытывающей декомпрессию, и количества воды в системе: чем выше теплосодержание и концентрация воды, тем большую декомпрессию может испытать система, сохранив расплавленное состояние. При разделении жидкости и кристаллов, как было показано, перемещение может быть продолжено вплоть до поверхности Земли (см. рис. 27).

По-видимому, проблема достижения магматическими расплавами поверхности Земли не ограничена жидкостями андезитового, дацитового и гранитного составов, близких к эвтектике перидотитов мантии и пород континентальной коры в присутствии воды. Если проведенные оценки верны и образование основных магм происходит главным образом в T - P -об-

ласти II (см. рис. 25), то и для появления этих расплавов на поверхности Земли также необходима предварительная дифференциация частично расплавленных пород мантии. Иначе говоря, этот процесс необходим не только для формирования базальтовых жидкостей, что не вызывает сомнения, но и для образования ими эффузивных излияний.

Если бы базальты являлись продуктами плавления пород мантии в T - P -области I, то тогда следовало бы ожидать появления на поверхности Земли одновременно с ними и частично расплавленных недифференцированных или в некоторой степени дифференцированных перидотитов мантии. Однако, как известно из геологических данных, обильные базальтовые излияния на Земле не сопровождаются подобными явлениями. Можно найти несколько объяснений этому, одним из них является представление о формировании базальтов в T - P -области II, для которой поверхность Земли может быть достигнута лишь продуктами дифференциации частично расплавленных пород верхней мантии.

Если кимберлитовые магмы являются продуктами плавления пород мантии на ее значительных глубинах в области устойчивости карбонатов, как это следует из экспериментов [206], то и для них существует проблема достижения поверхности Земли в жидком состоянии. Она обусловлена резким понижением температуры солидуса перидотитов в присутствии CO_2 при давлении 25–30 кбар. Наличие такого температурного барьера должно вызывать кристаллизацию расплавов при декомпрессии тех диапиров, формирование которых происходит при давлениях более высоких, чем 25–30 кбар. В какой мере этот процесс осуществляется и каким образом он влияет на эволюцию кимберлитовых магм, трудно оценить. Преодоление этого температурного барьера должно быть связано с высвобождением CO_2 в результате реакций декарбонатизации.

В целом может быть дана схема подвижности продуктов частичного плавления пород континентальной коры и верхней мантии, которая приводится ниже.

Рассмотрим модель локального плавления пород континентальной коры, основанную на представлениях об изменении состава флюидов в метаморфических комплексах с глубиной. Согласно исследованию состава флюидов в минералах метаморфических пород [52, 50], а также термодинамическим оценкам [39], основной чертой газового режима коры является уменьшение доли H_2O к ее нижним частям с соответствующим возрастанием доли CO_2 и других летучих компонентов, влияние которых на температуру плавления силикатов мало по сравнению с H_2O . В этом случае температура плавления пород коры с ростом общего давления сначала уменьшается, затем проходит через минимум, после которого начинает увеличиваться (кривая III, рис. 25,4).

Причины подобного газового режима коры являются предметом дискуссии. Ими могут быть внутрикоровые процессы, например декарбонатизация пород с высвобождением CO_2 . Внешним источником CO_2 , как предполагается, могут быть процессы частичного плавления мантии и глубинная дегазация основных магм, приводящих к образованию флюидов с высокой концентрацией CO_2 [15].

Восходящая часть кривой солидуса пород континентальной коры расположена в T - P -области II, в то время как ее нисходящая часть со-

ответствует T - P -области III. Соответственно декомпрессия пород континентальной коры должна приводить к различной степени их плавления и перемещения в области низких давлений.

На этой основе может быть дано следующее объяснение образованию разновидностей гранитов, выделенных Н. Ридом [149]: 1) автохтонные граниты, остающиеся на месте образования, и параавтохтонные граниты, частично перемещенные от мест своего образования, являются продуктами декомпрессии пород вблизи температурного минимума на кривой плавления; 2) перемещенные гранитные тела и гранитные плутоны, поднявшиеся в верхние участки коры, связаны с декомпрессией пород, первоначальная температура которых соответствует восходящей части кривой солидуса (см. рис. 25,А, кривая III). Схема подтверждается определением температур и давления кристаллизации расплавов мигматитовых комплексов амфиболитовой и гранулитовой фаций и перемещенных гранитных тел. В первом случае температуры ниже, а давления соответствуют T - P -области III и отчасти области II вблизи температурного минимума на кривых солидуса; во втором — температура была высокая (см. рис. 25,А).

Декомпрессия пород верхней мантии, первоначальная температура которых соответствует плавлению вблизи восходящей части кривой солидуса перидотитовых пород в присутствии флюида ($H_2O + CO_2$), дает диапиры (магматические колонны), которые способны проникнуть в верхние горизонты Земли, сохранив частично расплавленное состояние. С ними, как это обсуждалось выше, и связано образование магм основного и, возможно, андезитового и кислого составов.

В рамках модели низкотемпературные перидотитовые интрузии альпийского типа могли бы рассматриваться в качестве тех пород верхней мантии, плавление которых при декомпрессии было весьма мало и недостаточно для отделения жидкости от кристаллов. В силу формирования перидотитовых диапиров вблизи температурного минимума на кривых плавления (см. рис. 25,Б) межкристаллический расплав этих недифференцированных или слабодифференцированных пород мантии должен испытать полную кристаллизацию при низких давлениях и дальнейшее их движение к поверхности Земли может происходить лишь в твердом состоянии (в виде протоинтрузий).

Эти представления согласуются с гипотезой Хесса о происхождении перидотитов альпийского типа [126].

Согласно схеме магмообразования, предложенной в главе IV, ультраосновные протоинтрузии могут представлять собой кристаллические остатки вещества диапира после отделения от него жидкостной фазы. Их температура должна быть ниже температуры магматических расплавов, достигающих поверхности Земли.

В противоположность перидотитам альпийского типа высокотемпературные эффузивы ультраосновного состава (коматиты и др.) могут представлять собой продукты значительного плавления пород мантии при декомпрессии в T - P -области I и подъеме диапиров с больших глубин (см. рис. 25,Б). Степень плавления этих диапиров была более существенна, чем это необходимо для образования магм основного состава.

РАЗВИТИЕ ЗОНЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМ

Геохимические исследования изверженных пород и экспериментальное изучение магматических систем позволяют считать, что равновесие кристалл—расплав является определяющим в эволюции составов магм [49, 11]. Проблемой остаются механизмы образования расплавов и разделения жидкости и кристаллов.

Плавление, сопряженное с повышением температуры под влиянием внешнего источника тепла, или кристаллизация расплавов, связанная с понижением их температуры при остывании в верхних горизонтах Земли, являются основой для многих из существующих представлений о причинах разнообразия состава магм.

При декомпрессии в качестве главного фактора изменения составов расплава выступает понижение давления, при этом плавление сопровождается понижением температуры, а кристаллизация — ее повышением, которые особенно значительны при следовании системы вдоль T — P -кривой эвтектического равновесия (см. рис. 26). Плавление и кристаллизация разобщены по давлению и во времени процесса, создавая условия для двухэтапности эволюции магм.

Отсутствие данных не позволяет оценить эволюцию составов расплава при декомпрессии пород коры и верхней мантии, можно наметить лишь некоторые ее тенденции. Например, при декомпрессии в области высоких давлений плавление, сопряженное с понижением температуры, будет сопровождаться образованием расплавов все более и более основных по составу, а при кристаллизации в области низких давлений, сопряженной с повышением температуры, расплавы будут становиться все более кислыми. Эта направленность в изменении состава жидкостей противоположна той, которая характерна для процессов плавления и кристаллизации под влиянием теплообмена с внешней средой.

Другой особенностью фазовых превращений при декомпрессии является их объемный характер. При понижении давления плавление и кристаллизация происходят одновременно в каждой точке массы, тогда как при охлаждении или разогреве под влиянием теплообмена с внешней средой фазовые превращения носят направленный характер от контактов внутрь зоны плавления или остывающего тела вслед за изменением температурного поля во времени. Объемный характер реакций в расплаве должен сказаться на разделении жидкости и кристаллов и приводить к структурной однородности магматических тел и эффузивных излияний на больших площадях.

При декомпрессии разделение жидкости и кристаллов оказывается не только фактором изменения состава расплавов, но и одним из важнейших условий продолжения процесса плавления или кристаллизации по мере понижения давления (см. рис. 27). Таким образом, имеется динамическая связь между этими двумя сторонами единого процесса.

Весьма специфична и роль летучих компонентов. Их концентрация и состав определяют не только особенности состава расплавов, но и длительность следования системы вдоль эвтектических кривых силикат—летучий компонент по мере понижения давления (см. рис. 27). Кроме

исключительного влияния на температурный режим магмообразования, это должно сказаться и на образовании магм, свойственных плавлению пород в присутствии летучих компонентов (например образование кварц-нормативных магм при плавлении перидотитов при высоких давлениях).

Таким образом, требуется учесть множество факторов, прежде чем будет построена удовлетворительная модель эволюции состава магм при декомпрессии пород коры и мантии.

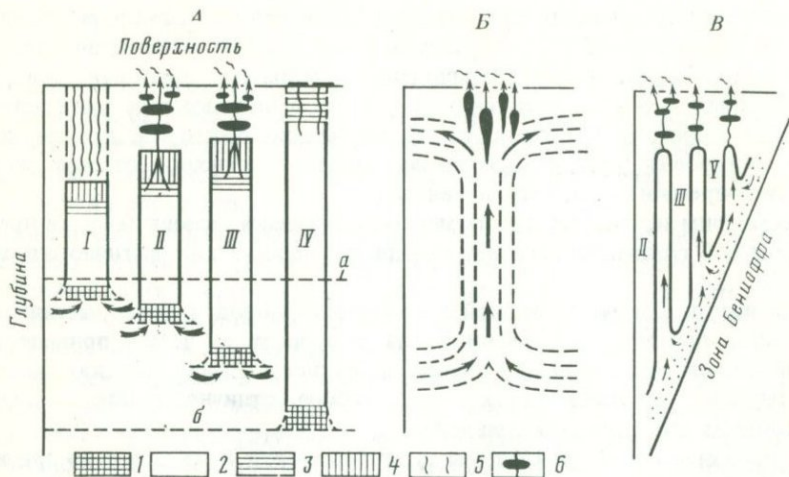
Рассмотрим некоторые закономерности процесса, основываясь на представлениях о гравитационной неустойчивости пород в зоне частичного плавления.

При нарушении механической устойчивости пород в зонах частичного плавления формирование диапиров из различных ее частей приведет к разной степени их плавления вблизи поверхности Земли, так как исходное тепловое состояние пород по глубине отлично, отличны также возможности для понижения давления.

Образование подобной системы диапиров может быть одной из причин разнообразия состава магм при отделении расплавов от них. С этой точки зрения, базальтовые жидкости, требующие по сравнению с андезитовыми более полного плавления перидотитов, могут быть результатом декомпрессии той части зоны частичного плавления, теплосодержание пород которой наиболее высокое, а возможности для понижения давления самые значительные. Это наиболее глубокие ее участки, соответствующие T - P -областям II и I (рис. 29). Жидкости андезитового состава требуют меньшей степени плавления перидотитов, поэтому их образование связано с подъемом диапиров с меньших глубин, с меньшим исходным теплосодержанием пород (см. рис. 29). Подъем диапиров из зоны частичного плавления с наиболее низким теплосодержанием пород (T - P -области вблизи температурного минимума на кривой солидуса перидотита в присутствии летучих компонентов), как обсуждалось ранее, приводит к их незначительному плавлению и формированию ультраосновных протоинтрузивных тел.

При нарушении механической устойчивости зоны частичного плавления, приуроченной к амфиболитовым или эклогитовым слоям, образование андезитовых расплавов может соответствовать подъему диапиров из наиболее глубоких, а образование расплавов кислого и дацитового составов — из наименее глубоких ее частей (см. рис. 29).

Тенденции в изменении состава магм, выделенные для системы диапиров, являются обобщенными, поскольку каждый диапир в отдельности во время своего формирования может дать некоторую гамму в составе расплавов (см. рис. 29). Таким образом, в целом при рассмотрении факторов эволюции состава расплавов мы стоим перед необходимостью учета тех эффектов, которые обусловлены наличием системы диапиров и жизни каждого диапира в отдельности. Другим осложняющим обстоятельством является эволюция расплавов после формирования ими самостоятельных очагов, т. е. после того, как расплав выведен из равновесия с веществом диапира. В очаге главным фактором эволюции расплавов оказывается охлаждение при теплообмене с окружающими породами, а адиабатический эффект может проявиться лишь в момент быстрого подъема расплавов во время извержения или, возможно, при конвекции расплавов.



Р и с. 29. Схема развития зоны частичного плавления верхней мантии в результате нарушения механической устойчивости ее пород

А — влияние на магматизм формирования системы магматических колонн (диапиров) различной радиальной протяженности (в соответствии с условиями плавления, представленными на рис. 26). Предполагается, что отделение расплавов от колонн с образованием вулканических очагов происходит при давлениях, соответствующих максимальному количеству расплава в колонне. Благодаря различию в степени плавления верхние части магматических колонн служат источником различных по составу магматических жидкостей. Последующей ступенью эволюции магм является их кристаллизация при охлаждении вулканических очагов

Б, В — предполагаемая связь магомобразования при декомпрессии пород с характером движения вещества мантии: плавление, сопряженное с конвективным течением больших масс мантии под срединно-океаническими хребтами [172] (Б) и формированием системы магматических колонн в круто наклонной зоне Бениоффа под островными дугами [5, 172] (В). В первом случае различие в составе магматических жидкостей менее значительно (базальты), чем во втором (базальт—андезит—дацит—риолиты)

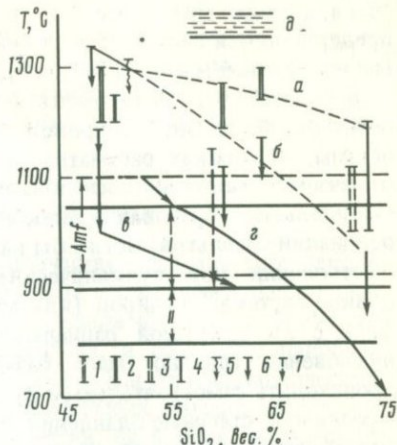
I—V — магматические колонны, дающие магматические расплавы различного состава: I — низкотемпературные протонintrузии ультраосновных пород, II — кварцнормативные (андезитовые и др.), III — базальтовые магмы, IV — высокотемпературные ультраосновные эффузивы, V — дацит-риолитовые магмы; а, б — нижняя и верхняя границы начала плавления пород верхней мантии, определяемые пересечением геотермического градиента с кривой плавления пород в присутствии летучих компонентов (рис. 26); 1—6 — процессы, сопровождающие эволюцию магматических колонн: 1 — эвтектическое плавление в присутствии флюида, 2 — плавление при отсутствии флюида, 3 — эвтектическая кристаллизация в присутствии флюида, 4 — области с максимальным количеством расплава в колонне, 5 — протонintrузии, 6 — вулканические очаги и эффузивные излияния

Во многих случаях образование магматических серий не укладывается в простые схемы кристаллизационной дифференциации (прогрессивное плавление при повышении температуры или кристаллизационная дифференциация при охлаждении). Это заставляет предполагать более сложные механизмы эволюции магм.

Примером является взаимоотношение между базальтовым и андезитовым вулканизмом островных дуг, которое является предметом интенсивных исследований. Эти породы близко связаны в пространстве и времени. Несмотря на генетическую ассоциацию базальтов и андезитов, многие

Р и с. 30. Температуры кристаллизации магм базальт-андезит-дацит-риолитовой ассоциации Исландии по данным изучения расплавленных включений [37] и состава минералов-вкрапленников [40]

Породы представлены через содержание в них кремнезема. 1–4 – температуры гомогенизации расплавленных включений в минералах-вкрапленниках: 1 – плагиоклаз, 2 – клинопироксен, 3 – кварц, 4 – калиевый полевой шпат; 5–6 – температура кристаллизации минералов-вкрапленников, определенная термодинамическим путем: 5 – оливин, 6 – плагиоклаз (термометр Кудо–Вейли, область давлений от 1 атм до P_{H_2O} 1 кбар по направлению стрелки); 7 – условия кристаллизации андезитов вулкана Безымянного (Камчатка), согласно экспериментальным данным и составу минералов-вкрапленников [10], приводимые для сравнения; A_{mf} – максимальные и минимальные температуры равновесия амфибола с расплавами ультраосновного, основного и андезитового составов [160]; I – температурные условия образования андезитовых жидкостей при плавлении базальтов (до 10 кбар) и перидотитов (10–25 кбар) в присутствии воды и углекислоты, согласно экспериментальным данным [160, 128, 125, 188]; II – температурные условия образования риолитовых и дацитовых жидкостей при плавлении базальтов в присутствии воды и углекислоты (до 10 кбар), согласно экспериментальным данным [128, 125]; а – максимальные температуры кристаллизации по данным гомогенизации расплавленных включений; б – максимальные температуры кристаллизации согласно термодинамическим данным; в – содержание кремнезема в жидкости, равновесной с кристаллами граната и пироксена в интервале кристаллизации эгглогита при 30 кбар и содержании воды 5 вес.%, согласно экспериментальным данным [189]; 2 – то же при кристаллизации оливинового толеита при 5 кбар и избытке H_2O [125]; д – температурный интервал образования андезитовых жидкостей при частичном плавлении эгглогитов в “сухих” условиях при давлении 28–30 кбар [113]



авторы приходят к выводу, что едва ли кристаллизационная дифференциация в ее простой форме является тем механизмом, который связывает их [189, 11, 144, 165, 75]. Это подтверждается изучением расплавленных включений в минералах андезитовых пород [32]. Во многих случаях температура их гомогенизации на 100–300° выше температуры кристаллизации амфибола в основных и ультраосновных расплавах (рис. 30), осаждение которого следовало бы рассматривать в качестве одного из главных факторов образования андезитовых жидкостей [189, 75, 74]. Температура устойчивости амфибола с расплавами базальтового и перидотитового состава равна 900–1100° [150, 188, 128], в то время как температура гомогенизации расплавленных включений в минералах андезитов достигает 1200–1250°. Температурное несоответствие подтверждается и экспериментальными исследованиями условий кристаллизации андезитов в магматических очагах, например, крупнейшего андезитового вулкана Безымянный (Камчатка) [10]. Максимальные температуры андезитовых излияний слишком высоки и для образования их путем частичного плавления амфиболитов коры или водосодержащих перидотитов мантии в процессе прогрессивного повышения температуры. Они могли бы соответствовать образованию андезитовых жидкостей при плавлении “сухих” эгг-

гитов, однако требуемые для этого температуры ($\sim 1400^\circ$ при 30 кбар) представляются слишком высокими для предполагаемых глубин генерации магм в верхней мантии [189, 113].

В работе [10] было высказано предположение о том, что подъем андезитовых расплавов сопровождается их разогревом, причины которого неясны. В рамках рассматриваемой модели это явление так же, как и отмечаемое многими исследователями отсутствие четких геохимических свидетельств образования андезитов путем кристаллизационной дифференциации базальтов, могло бы найти объяснение при предположении о существовании под вулканическими областями "возмущенной" мантии в виде системы диапиров (или магматических колонн, по С.А. Федотову [5]) с их различной радиальной протяженностью. В этом случае возникновение главных масс базальтовых и андезитовых магм может происходить самостоятельным путем в результате формирования диапиров с различной степенью плавления перед отделением расплавов от них. Некоторый разогрев магм является следствием дифференциации магматических колонн при их декомпрессии в области низких давлений.

Температура гомогенизации расплавленных включений в минералах кислых эффузивов, ассоциирующихся с базальтовыми и андезитовыми излияниями, в некоторых случаях также слишком высока для их образования путем кристаллизационной дифференциации основных магм. Например, для риолитов Исландии она достигает $1100-1200^\circ$ (см. рис. 30), в то время как базальтовые жидкости могут дать кварцнормативные расплавы риолит-дацитового состава в присутствии воды лишь при температурах $800-900^\circ$. Не является ли подобное температурное противоречие отражением того, что риолитовые магмы, так же как и андезитовые, могут образовываться самостоятельным путем в результате частичного плавления одного из диапиров "возмущенной" мантии с наименьшей радиальной протяженностью?

Удивительна и та близость в температурах гомогенизации расплавленных включений (их максимальных значений), которая устанавливается для пород базальт-риолитовой ассоциации (см. рис. 30). Она также противоречит представлениям о ведущей роли охлаждения в дифференциации магм и более соответствует маглообразованию при декомпрессии пород.

В целом максимальные температуры захвата расплавленных включений минералами андезитовых и риолитовых магм несколько ниже подобных температур базальтовых магм (см. рис. 30). Это противоречит образованию базальт-андезитовых расплавов в процессе дифференциации одного диапира, но вполне соответствует дифференциации системы диапиров различной радиальной протяженности. В первом случае при идеальном протекании декомпрессии температура кислых расплавов должна быть выше температуры основных расплавов, а во втором — ниже.

Одной из загадок маглообразования являются те причины, которые определяют стабильность составов главных типов магм (базальты, андезиты, граниты) на огромных пространствах и во времени [11]. Ее трудно объяснить, плавлением под влиянием потока тепла или летучих компонентов, поскольку в этом случае следует ожидать широкую вариацию в составе расплавов в локальной зоне маглообразования по мере развития

термического поля и изменения степени плавления пород. Однородность состава магм на огромных площадях Земли скорее свидетельствует об объемном и одновременном протекании реакций плавления в глубинах, что возможно лишь при одном условии — общем понижении давления на породы мантии и коры.

ГЛУБИНА ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОЧАГОВ

Как показывают расчеты, наибольшие количества расплава при декомпрессии соответствуют давлениям ниже 10 кбар с его незначительной долей при более высоких давлениях (см. рис. 28). По-видимому, на глубинах, отвечающих максимальным количествам расплава, и создаются наиболее благоприятные условия для отделения жидкой фазы от кристаллической массы диапира и формирования ею самостоятельных магматических тел.

Согласно геофизическим данным, ни в мантии, ни в коре неизвестны области значительного плавления; фиксируются лишь отдельные магматические очаги на глубинах около 20–80 км [11] при отсутствии значительных масс расплава на больших глубинах. Примером может быть сейсмическое зондирование участков под вулканами Курило-Камчатской дуги [5], которое показало скопление магматических очагов на глубинах около 20–60 км, т.е. вне астеносферы. Большие глубины (до 100–200 км) характеризуются некоторым изменением физических свойств пород, но не настолько большим, чтобы говорить о существовании в них значительной доли расплава.

Можно найти несколько объяснений отсутствию больших масс расплавов в верхней мантии. Например, их быстрый подъем к поверхности после образования под влиянием внешнего источника тепла. Альтернативой являются представления, основанные на данных рассматриваемой модели. Согласно этой модели, при низких концентрациях летучих компонентов в мантии основная масса расплавов образуется лишь в области низких давлений с незначительной его долей при высоких давлениях (см. рис. 28).

ЗАВИСИМОСТЬ МАГМООБРАЗОВАНИЯ ОТ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ ПРОЦЕССА

Зависимость плавления и состав образующих жидкостей от степени понижения давления определяет собой связь магмообразования с условиями перемещения участков мантии и коры к поверхности, т.е. с тектонической обстановкой процессов в глубинах Земли. При равномерном перемещении масс мантии, например в результате конвективных течений или крупномасштабных вертикальных перемещений пород мантии, в них должна достигаться одна и та же степень плавления в больших объемах. Это может быть одним из условий однообразия состава первичных магм.

Если же обстановка перемещения вещества мантии такова, что возникает система диапиров или колонн, которые поднимаются с разных глубин, то в этом случае, как это обсуждалось ранее, следует ожидать широкую вариацию в составе первичных магм.

Возможно, эти обстоятельства наряду с различиями в химизме пород мантии и содержании летучих компонентов в них могут быть причиной

более широкой вариации в составе магм районов островных дуг (базальт-андезит-дацитовые) по сравнению со срединными океаническими хребтами (базальтовые).

Для первого случая предполагается сопряженность магмообразования с положением сейсмической зоны Бениоффа, которая, простираясь на глубину до 300 км под крутым углом, по всей видимости, отражает условия формирования магматических колонн различной вертикальной протяженности [5].

Для второго случая на основании геофизических данных предполагается сопряженность магмообразования с вертикальным перемещением большого объема мантийных масс [11, 172].

На эволюции расплавов может сказаться и скорость перемещения диапиров через их теплообмен с более молодыми породами верхних горизонтов [56]. Одним из эффектов приконтактной кристаллизации диапиров может быть отжатие воды в их центральные части с увеличением доли плавления и смещением состава жидкости в сторону кварцнормативных расплавов.

СООТНОШЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ЛАВ НА ПОВЕРХНОСТИ С ТЕМПЕРАТУРОЙ В ОБЛАСТЯХ МАГМООБРАЗОВАНИЯ

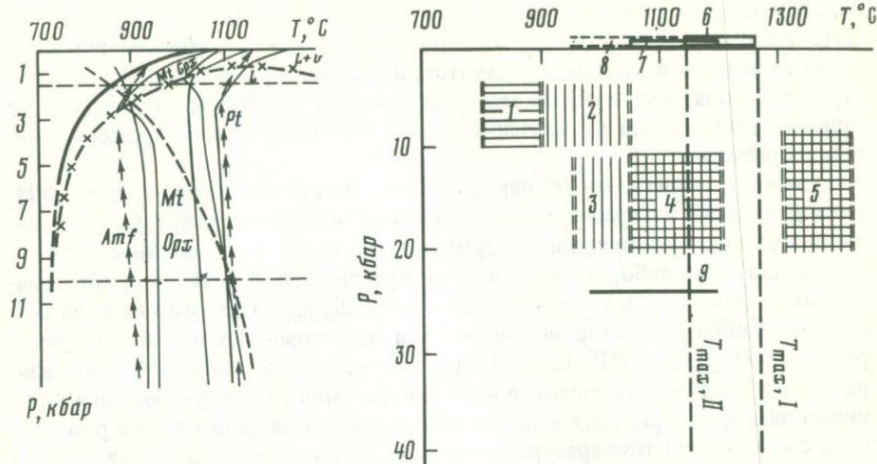
Экстраполяция температур магматических расплавов, излившихся на поверхность Земли в область глубин, широко используется для получения информации о состоянии вещества верхней мантии и условиях магмообразования. Предполагается более высокая температура магм в глубинах по сравнению с температурой лавовых излияний как следствие потери тепла во внешнюю среду при подъеме.

В рамках рассматриваемой модели могут быть выделены два случая взаимоотношений температуры магм на поверхности с их температурой на глубине: первый из них характерен для подъема продуктов частичного плавления без их дифференциации, второй — для такого процесса, который сопровождается разделением фаз.

При отсутствии дифференциации температура вещества диапира на поверхности должна быть ниже температуры начала процесса плавления, но может быть выше его температуры на промежуточных глубинах (см. рис. 26). Последнее в значительной степени зависит от количества воды в системе (см. рис. 27).

Для продуктов частичного плавления T - P -области I процесс адиабатического плавления или кристаллизации может оказаться незавершенным при достижении нормального давления, так как для его продолжения требуется дальнейшее понижение давления ниже 1 атм (см. рис. 26). В этом случае температура на поверхности может оказаться значительно ниже температуры начала процесса.

При декомпрессии отделение жидкости от кристаллов при подъеме диапиров в области низких давлений неизбежно приведет к появлению порций расплавов с более высокой температурой по сравнению с температурой глубинных этапов декомпрессии (см. рис. 27). Эту ситуацию следует считать более типичной по сравнению с первым вариантом, поскольку образование главных типов магм за счет пород коры и мантии немыслимо без дифференциации продуктов плавления.



Р и с. 31. Сечение системы андезит- H_2O при заданной концентрации воды (3 вес.%) как иллюстрация изменения температурного режима магм во время движения к поверхности Земли

T - P -область, расположенная ниже кривой I, соответствует плавлению кристаллов с понижением температуры при высоких давлениях, а T - P -область, расположенная выше кривой I, — кристаллизации расплава с повышением температуры в приповерхностных условиях; кривая II — пример изменения температуры при декомпрессии андезитового расплава, который при высоких давлениях находится в равновесии с роговой обманкой; кривая III — то же для случая, когда при высоких давлениях андезитовый расплав находился в равновесии с плагиоклазом и пироксеном

Р и с. 32. Сопоставление T - P -условий образования расплавов базальт-риолитового состава при плавлении базальтов и перидотитов в присутствии воды и углекислоты с температурами кристаллизации магм вблизи поверхности Земли

1, 2 — T - P -условия образования риолит-дацитовых и андезитовых жидкостей соответственно при плавлении базальта в присутствии H_2O и CO_2 [128, 125]; 3, 4 — T - P -условия образования дацит-андезитовых и базальтовых (толеитовых) жидкостей соответственно при плавлении перидотита в присутствии H_2O и CO_2 [160]; 5 — T - P -условия образования базальтовых (толеитовых) жидкостей при плавлении перидотита в отсутствие летучих компонентов [113, 172]; 6 — температуры кристаллизации океанических толеитовых базальтов, согласно термодинамическим оценкам [107]; 7 — температура базальтовых расплавов в лавовых озерах и фонтанах [68]; 8 — температуры и давления кристаллизации андезитов (вулкан Безымянный, Камчатка) [10]; 9 — температура начала маглообразования под Гавайскими вулканами, согласно геофизическим данным [186]; $T_{\text{max I}}$ — максимальные температуры кристаллизации минералов-вкрапленников толеитовых базальтов; $T_{\text{max II}}$ — то же для андезитов, дацитов и риолитов

Таким образом, мы приходим к заключению о возможности более высокой температуры магм, достигших поверхности, по сравнению с температурой в областях формирования диапиров.

Повышение температуры магм произойдет и при их подъеме из магматических очагов. Оно должно быть приурочено к тем давлениям, при которых температура ликвидуса имеет отрицательную зависимость от давления (рис. 31). Исключительное влияние на повышение температуры должна оказать дегазация магмы, поскольку даже незначительное удаление летучих компонентов расплава приводит к его существенной кристаллизации (см. рис. 31).

Некоторые свидетельства более высокой температуры магм, достигших

поверхности, по сравнению с температурой областей их зарождения могут быть найдены в экспериментальных оценках температур образования андезитов, базальтов и кислых вулканитов, в геофизических данных о температурах под областями вулканической активности, в зависимости температур кристаллизации магм от давления при их подъеме согласно термодинамическим расчетам.

Важными сведениями температурного режима магмообразования являются включения ультраосновных нодулей в базальтовых лавах, однако ввиду дискусионности природы нодулей мы вернемся к ним позднее.

Так, согласно лабораторным исследованиям в присутствии летучих компонентов ($H_2O + CO_2$) частичное плавление перидотитов мантии приводит к образованию расплавов андезитового и толеитового составов при температурах $900-1050$ и $950-1200^\circ$ [160]; частичное плавление амфиболитизированных оливиновых толеитов и эклогитов (модель погружающейся океанической коры) приводит к образованию расплавов дацитового и риолитового составов при температурах ниже 900° , а андезитового состава — при температурах $900-1050^\circ$ [128, 125, 189]. Во всех этих случаях температура формирования расплавов ниже или приблизительно равна температуре лавовых излияний на поверхности Земли. Для риолитов, дацитов и андезитов она достигает $1100-1150$, а для толеитовых базальтов — $1250-1270^\circ$ (см. рис. 30, 32). Это заключение, конечно, справедливо в том случае, если плавление пород коры и верхней мантии действительно происходит в присутствии летучих компонентов.

Плавление ультраосновных пород мантии и эклогитов в "сухих" условиях, например, приводит к образованию базальтовых и андезитовых расплавов соответственно при более высоких температурах, чем температура их лавовых излияний ($1300-1400^\circ$). Однако накопленные геохимические данные позволяют считать более вероятным первый вариант [160, 188].

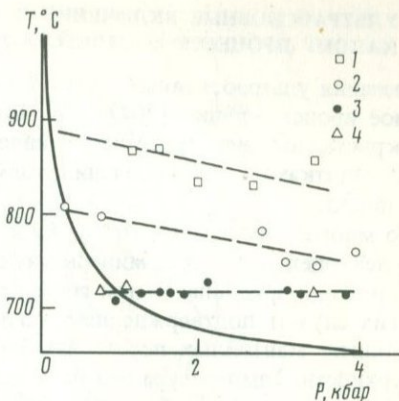
Подтверждением невысокой температуры образования базальтовых расплавов может быть определение температуры начала плавления пород мантии под вулканами Гавайских островов на основании геофизических данных. На основании положения зоны пониженных скоростей и зависимости температуры солидуса ультраосновных пород в присутствии воды от давления, вязкостных свойств астеносферы она оценивается $1050-1100^\circ$ [186]. Измеренные температуры лав в лавовых фонтанах и озерах лежат между $1050-1190^\circ$, согласно плагноклазовому термометру, температура лав достигала $1250-1270^\circ$ [68, 107] (рис. 32).

Судя по данным о величинах тепловых потоков и расчетам изменения температуры с глубиной в области перехода от океана к континенту [185, 1, 47, 56], температура под вулканическими поясами островных дуг на глубине $40-50$ км может быть равна 1000° , т.е. ниже температуры базальтов на поверхности Земли. Объяснение этому противоречию может быть найдено в тех тепловых эффектах, которые сопровождают декомпрессию астеносферных магматических колонн и приводят к повышению температуры в области низких давлений при отделении от них магматических расплавов.

Повышение температуры при подъеме магм обнаруживается на примере риолитовых излияний Новой Зеландии [104]. Проведенные оценки температуры и давления кристаллизации на основании термодинамических усло-

Р и с. 33. Температуры и давления кристаллизации риолитовых магм Новой Зеландии по термодинамическим условиям равновесия кристаллов с расплавом

1-4 — типы ассоциаций минералов-вкрапленников: 1 — ортопироксен и клинопироксен, 2 — кальциевая роговая обманка + ортопироксен + клинопироксен, 3 — куммингтонит + кальциевая роговая обманка + ортопироксен, 4 — биотит + кальциевая роговая обманка + куммингтонит + ортопироксен



вий равновесия кристаллов с расплавом показали, что для каждого типа риолитов, которые были выделены по ассоциации минералов-вкрапленников, характерна своя вариация температуры (рис. 33). Общей тенденцией является ее возрастание с уменьшением давления. Подобная зависимость свидетельствует об адиабатическом характере подъема кислых магм.

Температурный градиент для некоторых типов риолитов (20 градус/кбар или 6 градус/км; см. рис. 33) гораздо больше того, который следует из расчета адиабатической декомпрессии водосодержащих систем. Это позволяет предполагать, что изменение температуры кислых магм было осложнено кристаллизацией, сопряженной с удалением летучих компонентов из расплава. Влияние дегазации подтверждается и данными расчетов [104], по которым расплавы были насыщены водой на всем пути их подъема к поверхности.

Другим примером могут быть термодинамические оценки T - P -условий подъема щелочных базальтовых магм на основании их равновесия с мега- и фенокристаллами [69]. Согласно этим оценкам изменение температуры характеризуется ее увеличением по мере понижения давления ($\sim 1050^\circ$ при 10,5 кбар и $\sim 1130^\circ$ при 1,4 кбар).

Следует отметить, что в обеих статьях [69, 104] авторы не комментируют результаты своих расчетов, показавших повышение температуры магм, по-видимому, ввиду неясности им причин этого явления.

Ожидается, что при низких давлениях объемная кристаллизация и повышение температуры магм при их быстром движении из вулканических очагов должны быть характерным явлением. Отделение газов и осаждение кристаллов должны его усугублять. Возможно, высокие температуры кристаллизации эффузивных пород основного и кислого составов, устанавливаемые по гомогенизации включений расплавов в минералах, отражают именно этот момент подъема магм. В этом случае широко используемый метод гомогенизации включений не может быть использован непосредственно для выяснения температур образования магм или оценки исходного содержания летучих компонентов в расплавах. Первые будут завышены, а вторые — занижены.

Включения ультраосновных нодулей в базальтах, по-видимому, имеют различное происхождение [204]: они могут быть кумулатами и концентратами кристаллов, непосредственно связанных с эволюцией магмы, мантийными остатками после отделения магм и ксенолитами глубинных мантийных пород.

Во многих случаях температура и давления образований ультраосновных нодулей, оцененные через минеральные равновесия, соответствуют или весьма близки к предполагаемым геотермам в мантии. Это обстоятельство для многих служит подтверждением того, что включения представляют собой ксенолиты мантийных пород, захваченные магмами при их движении к поверхности. Температура лав на поверхности выше температуры образования ультраосновных нодулей, что также рассматривается как свидетельство их ксенолитового характера.

При понижении давления главная масса расплавов образуется при давлениях более низких, чем давления, характерные для ультраосновных нодулей (см. рис. 28; 34). Поэтому механизм образования ультраосновных нодулей путем захвата магмами пород мантии из стенок магмоводов представляется маловероятным. Следует отметить, что подобная ситуация наблюдается и для петрологических моделей, основанных на экспериментальных данных по плавлению перидотитов. И в этом случае давления, при которых образуются главные типы базальтовых магм (оливиновые толеиты, щелочные оливиновые базальты, высокоглиноземистые оливиновые базальты), ниже давлений минеральных равновесий в ультраосновных нодулях (см. рис. 32, 34).

Таким образом, проявление ультраосновных включений в базальтовых лавах иногда требует объяснения.

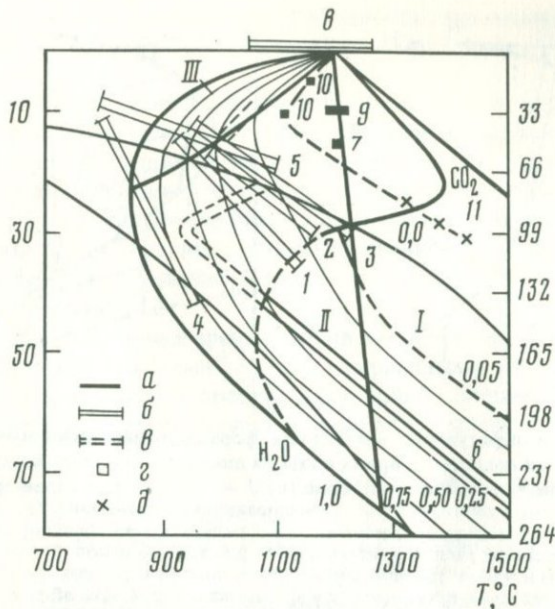
На рис. 34 приведены температуры и давления, характерные для ультраосновных нодулей базальтовых лав и некоторых ультраосновных пород, согласно пироксеновым геотермобарометрам. Выбраны четыре группы: 1) нодули шпинелевых перцолитов в щелочных базальтах океанических и континентальных областей; 2) нодули шпинелевых и гранатовых перцолитов из кимберлитов; 3) высокотемпературные перидотитовые интрузии; 4) перидотиты альпийского типа.

Обращают на себя внимание следующие закономерности.

1. Температуры и давления, характерные для ультраосновных нодулей и ультраосновных пород, в среднем лежат между солидусом перидотита в присутствии воды и солидусом перидотита в ее отсутствие. Это подтверждается и данными статистической обработки определения температуры образования нодулей [151].

2. Наклон линий, вдоль которых концентрируются значения T и P ультраосновных нодулей и пород, близок к углу наклона кривых плавления ультраосновных пород в присутствии смеси летучих компонентов ($H_2O + CO_2$).

3. На предложенной схеме подвижности продуктов частичного плавления (см. рис. 25) давления и температуры ультраосновных нодулей и пород соответствуют T — P -область II и, частично, I (см. рис. 34), которые характери-



Р и с. 34. Температуры и давления, характерные для образования ультраосновных нодулей в магмах основного и ультраосновного состава, согласно термодинамическим данным в сопоставлении с условиями плавления перидотитов мантии в присутствии летучих компонентов ($H_2O + CO_2$)

H_2O , CO_2 — солидус в присутствии воды и углекислоты; промежуточные кривые — солидус как функция состава флюидной фазы $H_2O/(H_2O + CO_2)$; цифры при кривых — мольная доля воды во флюиде. Модель плавления перидотита построена аналогично рис. 25; I, II, III — T - P -поля условий плавления при понижении давления

a — границы T - P -полей I, II, III; б — T - P -условия образования ультраосновных нодулей, согласно термодинамическим расчетам; в — то же, основанное на интерполяции (см. объяснения в тексте); г, — T - P -условия ликвидуса некоторых базальтов; д — условия равновесия ультраосновных нодулей с расплавами щелочных базальтов, согласно термодинамическим расчетам

Использованные данные: 1, 2, 3 — T - P -условия образования нодулей перидотитового состава из базальтов континентальных рифтовых зон, вулканов Оаху и Кауаи (Гавайские острова) соответственно [150], согласно пироксеновым геотермометрам; 4, 5 — T - P -условия равновесия фаз низкотемпературных перидотитов альпийского типа и высокотемпературных перидотитовых интрузий, согласно пироксеновым геотермометрам [146]; 6 — T - P -условия фазовых равновесий перидотитовых нодулей из кемберлитов, согласно пироксеновым геотермометрам [150]; 7 — T - P -условия равновесия пироксеновых ксенокристаллов с расплавами оливиновых базальтов, согласно экспериментальным данным [111]; 8 — температура кристаллизации магм оливиновых толеитов, согласно измерениям температур лавовых фонтанов и озер [68] и плагиоклазовым геотермометрам [107]; 9 — T - P -условия равновесия авгитовых и плагиоклазовых фенокристаллов с расплавами щелочных базальтов, согласно экспериментальным данным [112]; 10 — то же, согласно термодинамическим оценкам [69]

зуются возможностью адиабатического плавления и перемещения продуктов плавления к поверхности Земли.

4. Температура ультраосновных пород смещена в сторону более низких их значений по сравнению с температурой ультраосновных нодулей из базальтов, что находится в соответствии со схемой подвижности продуктов частичного плавления мантии (см. рис. 34).

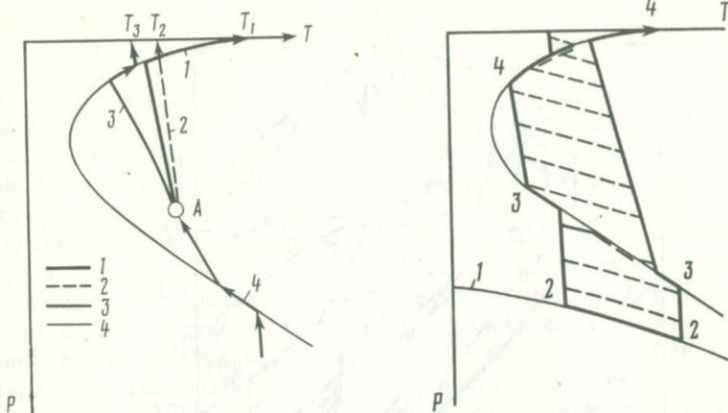


Рис. 35. Схема температурного режима при формировании магматических расплавов и ультраосновных нодулей во время подъема диапира мантийных пород

A — область отделения расплава от диапира; 1 — температурная траектория расплава, отделившегося от кристаллов; 2 — температурная траектория кристаллического остатка после полного отделения расплава; 3 — температурная траектория смеси кристаллов с некоторой долей расплава, являющейся продуктом неполного отделения жидкости; 4 — температурная траектория вещества диапира до его дифференциации; T_1, T_2, T_3 — температура продуктов дифференциации диапира вблизи поверхности Земли; $T = (T_1 - T_2)$ и $T = (T_1 - T_3)$ — разница в температуре магматического расплава и включений кристаллических остатков диапира вблизи поверхности Земли

Р и с. 36. Схема эволюции температурного градиента в диапире во время движения к поверхности Земли (без учета теплообмена с окружающими породами)

1 — геотермический градиент до формирования диапира; 2—2 — первоначальный участок мантии, вовлеченный в декомпрессию; 3—3 — область начала плавления; 4—4 — область кристаллизации; пунктирные линии — температурные градиенты в диапире

Все перечисленное указывает на генетическую связь ультраосновных нодулей с процессами магнеообразования в мантии в присутствии летучих компонентов. Ее понимание лежит в выяснении причин, по которым нодули имеют более низкую температуру, чем температура магмы-хозяина.

При магнеообразовании, сопряженном с понижением давления во время подъема мантийного вещества, ультраосновные нодули могут рассматриваться как представители тех частей диапиров, которые послужили источником отделения расплавов и соответственно расположены непосредственно под вулканическими очагами (рис. 35). Более высокая температура базальтовых лав по сравнению с твердыми остатками диапира (нодулями) объясняется увеличением теплосодержания расплавов в процессе разделения жидкости и кристаллов. Как было показано в главе IV, температура расплава при его кристаллизации и дегазации вблизи поверхности Земли резко повышается. В отличие от расплавов твердые остатки диапиров (нодули) при их декомпрессии сохраняют температуру, близкую к первоначальной. По-видимому, во время извержения нижние части диапира, частично расплавленные или составляющие твердый остаток после отделения расплавов, оказываются вовлеченными в движение к поверхности совместно с расположенными выше массами магм и позднее наблюдаются в лавах в виде ультраосновных включений. Этот подъем происходит весьма быстро, что

и объясняет отсутствие значительного теплового взаимодействия расплавов с нодулями с сохранением последними более низких первоначальных температур.

Можно найти следующее объяснение причин, по которым ультраосновные включения приурочены главным образом к щелочным базальтовым расплавам, формирующимся на завершающих этапах вулканической деятельности, и практически отсутствуют в толеитовых лавах первых стадий извержений [201]: щелочные базальтовые магмы представляют собой продукты плавления на больших глубинах по сравнению с толеитовыми расплавами, поэтому подмешивание к ним материала нижних частей диапира будет более существенным.

Таким образом, с точки зрения развиваемой модели, ультраосновные нодули не являются "кусками" мантии, вырванными расплавами из стенок магматических каналов, а представляют собой материал единой магматической колонны с температурным режимом, характерным для декомпрессии.

Температуры и давления ультраосновных нодулей варьируют гораздо более значительно, чем это следует из температуры при адиабатическом плавлении при ограниченном количестве воды в системе (см. рис. 34; 36). Это может быть объяснено тем, что при формировании диапиров в подъем вовлекаются породы мантии с различным исходным теплосодержанием (согласно первоначальному температурному градиенту) (см., например, схему на рис. 36). Каждая часть диапира с собственным теплосодержанием проходит через плавление, что в сумме и дает широкую вариацию температур и давлений.

Ультраосновные нодули используются для восстановления температурного градиента в мантии. Однако следует учитывать, что при формировании диапиров произойдет изменение температуры пород мантии. В целом температура будет ниже первоначальной, предшествующей формированию диапира. При этом температурный градиент в диапире до начала его плавления будет близок к первоначальному из-за малой зависимости теплоемкости и коэффициента термического расширения кристаллов от давления. После прохождения диапиром температур солидуса температурный градиент в нем будет определяться реакциями в смеси кристалл + расплав и будет круче по давлению по сравнению с первоначальным температурным градиентом в мантии (см. рис. 36).

Температурный градиент в диапире изменит свой знак при достижении давлений с отрицательной зависимостью температуры солидуса перидотитов от давления. В этом случае дальнейшее понижение давления сопровождается повышением температуры диапира в результате кристаллизации расплава. Возможно, наблюдаемое в некоторых случаях увеличение температуры ультраосновных нодулей с ростом давления и отражает это явление (см. 5 и 6 на рис. 34).

МАГМООБРАЗОВАНИЕ НА РАННИХ ЭТАПАХ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМЛИ В УСЛОВИЯХ ЕЕ ИНТЕНСИВНОЙ ДЕГАЗАЦИИ

Какой бы гипотезы не придерживаться относительно характера дегазации Земли (ранняя катастрофическая дегазация после аккреции земного вещества или постепенное выделение летучих компонентов из уплотнившейся Земли в ходе геологического времени), следует предполагать, что на ранних этапах эволюция мантии происходила при более высокой концентрации летучих компонентов и, возможно, более интенсивном их потоке [172]. Следствием должны быть иные условия магмообразования, которые по сравнению с вариантом плавления при ограниченном количестве летучих компонентов определяются: 1) более длительным следованием системы при понижении давления вдоль эвтектического равновесия (кристалл + расплав + пар) с соответствующим более значительным понижением температуры при плавлении и ее повышении при кристаллизации; 2) смещением максимальных количеств расплава в область более высоких давлений; 3) более значительной степенью плавления; 4) более длительной по давлению дегазацией расплава.

Отсюда магмообразование в эпохи интенсивной дегазации Земли должно характеризоваться большими возможностями для образования андезитовых и анортозитовых магм, поскольку эвтектическое плавление перидотитов при высоких давлениях в присутствии воды приводит к образованию кварцнормативных жидкостей, а эвтектическая кристаллизация при низких давлениях в области устойчивости плагиоклаза под влиянием воды должна привести к образованию высокоглиноземистых основных расплавов.

При плавлении в условиях ограниченного количества летучих компонентов система в коротком интервале давлений сходит с кривой эвтектического равновесия (расплав + кристаллы + пар) в область равновесия (расплав + кристаллы) и таким образом минует при понижении давления области образования кварцнормативных расплавов, т.е. по сравнению с первым случаем плавление осуществляется при более высоких температурах в T - P -области формирования основных магм (см. рис. 27).

Другими немаловажным моментом является то, что под влиянием потока летучих компонентов степень плавления может оказаться значительной при высоких давлениях. По сравнению с плавлением при ограниченном количестве летучих компонентов это создает благоприятные условия для отделения магм от диапиров мантии на более значительных глубинах, когда жидкости отвечают андезитовым составам.

Таким образом, плавление, сопряженное с потоком летучих компонентов, может быть одной из причин образования кварцнормативных расплавов, которые послужили источником первичного вещества континентальной коры, и обилия анортозитов в докембрие.

Спецификой теплового режима магмообразования, сопряженного с миграцией глубинного флюида, является значительное понижение температур в области плавления с последующим разогревом диапиров мантии вблизи поверхности.

Более длительная дегазация магм при их подъеме может привести к некоторому изменению их состава, главным образом в отношении щелочных компонентов и кремнезема.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Термодинамический анализ условий декомпрессии отдельных элементов коры и мантии в присутствии летучих компонентов приводит к следующей общей схеме развития магматического процесса. Расплав зарождается на глубине, соответствующей области перекрывания геотермы с нижней частью поверхности начала плавления силикатного вещества при наличии H_2O и CO_2 , т.е. на относительно небольшой глубине (начиная с 50 км) и при невысокой температуре (около $1000^\circ C$). Подъем магматической колонны или диапира сопровождается плавлением центральной части этой магмогенерирующей системы по механизму адиабатической декомпрессии, в то же время ее краевые части охлаждаются и кристаллизуются.

Кристаллизационное оттеснение подвижных флюидных компонентов к ядру системы, а также их поглощение из окружающей среды понижают температуру и увеличивают степень плавления ядра. Если степень плавления достигает критической величины (видимо, около 10 объемн. % расплава), кристаллический каркас начинает уплотняться, а расплав отделяться от твердой фазы. Более высокое теплосодержание расплава по сравнению с кристаллическим остатком создает условия для его появления на поверхности, т.е. разделение фаз снимает ограничение на возможность продвижения вверх низкотемпературных водонасыщенных магм. Декомпрессия в верхней части солидусной поверхности сопровождается кристаллизацией, дегазацией и повышением температуры расплава. В результате на земной поверхности появляются высокотемпературные и сухие магмы, зародившиеся на малых глубинах и в низкотемпературных условиях.

Принципиальными предпосылками, обеспечивающими реализацию этой схемы процесса, являются: 1) наличие температурного минимума солидусной кривой силикатов; 2) высокая подвижность летучих компонентов; 3) смена направления миграции летучих по мере декомпрессии (переход от их поглощения расплавом в области его зарождения к отделению в области кристаллизации); 4) различие существующих и появляющихся в системе при декомпрессии фаз по таким свойствам, как плотность, теплосодержание, химический состав, а также низкая вязкость жидкой фазы, что обеспечивает глубокую химическую и тепловую дифференциацию вещества в гравитационном поле.

В данной работе с точки зрения перечисленных предпосылок была рассмотрена роль главным образом воды — именно этот летучий компонент обуславливает появление минимума кривой начала плавления при давлении около 15 кбар. Второй по распространенности летучий компонент — CO_2 на этих относительно малых глубинах не способствует маглообразованию. Не растворяясь в силикатном расплаве, он только понижает актив-

ность воды в газовой фазе, тем самым препятствуя плавлению силикатов. Однако, как показывают данные экспериментов и термодинамических расчетов, эта ситуация коренным образом меняется на более высоких глубинах: при давлении порядка 30 кбар смещение равновесий типа $\text{силикат} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{карбонат} + \text{SiO}_2$ приводит к карбонатизации расплава и резкому понижению температуры начала плавления силикатов в присутствии CO_2 (см. рис. 24). В результате оказывается, что все перечисленные выше предпосылки реализации декомпрессионной схемы магмообразования имеют место в интервале глубин 100–200 км, если в породах присутствует углекислота.

Характер магматического процесса в этом "втором этаже" магмообразования, его взаимодействие с менее глубинным магматизмом — все это требует специального анализа и, в первую очередь, подробного экспериментального исследования фазовых соотношений в силикатных системах с водой и углекислотой при давлениях, превышающих 30 кбар. Пока можно только отметить, что поскольку с повышением давления в первую очередь становятся устойчивыми карбонаты щелочных элементов, а также, поскольку CO_2 в расплаве замещает SiO_2 , "второй этаж" должен производить магмы повышенной основности и щелочности. Химический характер взаимодействия CO_2 с расплавом при высоких давлениях позволяет предполагать высокую растворимость в нем углекислоты. Отсюда можно ожидать, что декомпрессия в области декарбонатизационной дегазации на глубинах, соответствующих давлениям порядка 30 кбар, связана с созданием больших избыточных давлений в магматической камере и с мощными глубинными взрывами. Представляется очень естественным связать с этой областью магмообразования происхождения кимберлитовых и, возможно, высокощелочных магм.

Наконец, с декомпрессией водонасыщенных, зарождающихся на глубинах 50–100 км расплавов может быть связан еще один тип магмообразования — гранитизация осадочных пород. Эффект повышения температуры таких расплавов на последнем участке подъема и кристаллизационной дегазации с созданием избыточного давления воды позволяет рассматривать глубинные диапиры или магматические колонны одновременно и как источник тепла, и как источник летучих для развития гранитизации малоглубинной части земной коры.

В целом декомпрессионная схема магмообразования в присутствии летучих компонентов представляется достаточно плодотворной. Она позволяет объяснить такой факт, как низкая (по геофизическим данным) температура под областями современного вулканизма, проясняет соотношения между температурой изливающихся лав и температурой в областях магмообразования, по данным геотермобарометрии и экспериментального моделирования условий образования базальтовых, дацитовых, андезитовых и риолитовых расплавов. В рамках этой схемы становится понятным происхождение ультраосновных включений в базальтовых магмах, находит себе объяснение и связь разнообразия состава магм с характером течения вещества мантии (базальты, дациты, андезиты, риолиты в области островных дуг и базальты в районах срединноокеанических хребтов).

1. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
2. Ботт М., Холдер А., Лонг Р., Лукас А. Структура земной коры под гранитными массивами Юго-Западной Англии. — В кн.: Механизм интрузий магмы/Под ред. Дж. Ньюолла, Н. Раст. М.: Мир, 1972, с. 74—81.
3. Бриджвотер Д., Ко К. Роль магматического обрушения при внедрении гигантских даек Исфаха, Южная Гренландия. — В кн.: Механизм интрузий магмы/Под ред. Дж. Ньюолла, Н. Раст. М.: Мир, 1972, с. 52—63.
4. Винклер Г. Генезис метаморфических пород/Пер. Д.И. Павлова; Под ред. В.П. Петрова. М.: Мир, 1969. 246 с.
5. Виноградов А.П. Химическая эволюция Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959.
6. Виноградов А.П. Газовый режим Земли. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 2, с. 5—21.
7. Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — Геохимия, 1965, № 7, с. 779—790.
8. Герасимов Я.И. Курс физической химии. М.: Химия, 1969. 624 с.
9. Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. — ДАН СССР, 1956, т. 106, № 4, с. 703—705.
10. Иванов Б.В., Кадик А.А., Максимов А.П. Физико-химические условия кристаллизации андезитов Ключевской группы вулканов (Камчатка). — Геохимия, 1978, № 8, с. 1139—1155.
11. Йодер Х. Образование базальтовой магмы/Пер. с англ. О.А. Луканина, А.В. Уханова; Под ред. А.А. Кадика. М.: Мир, 1979. 237 с.
12. Кадик А.А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции расплава. — Геохимия, 1970, № 4, с. 450—474.
13. Кадик А.А. Тепловые эффекты отделения воды и плавление силикатов в водно-силикатных системах при высоких давлениях. — Геохимия, 1971, № 3, с. 294—301.
14. Кадик А.А. Вода и уголекислота в магматических процессах. — В кн.: Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975, с. 5—32.
15. Кадик А.А. Влияние дегазации основных магм на режим воды и уголекислоты в коре и верхней мантии. — В кн.: Геодинамические исследования. М.: Наука, 1975, с. 67—86.
16. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
17. Кадик А.А., Луканин О.А. Поведение воды и уголекислоты в магматических расплавах, определяемое их растворимостью. — Геохимия, 1973, № 3.
18. Кадик А.А., Луканин О.А., Лебедев Е.Б. Система диопсид—форстерит—вода при 3000 атм. — Геохимия, 1971, № 2.
19. Кадик А.А., Остапенко Г.Г., Френкель М.Я. Давление паров воды при кристаллизации магм в камере постоянного объема. — Геохимия, 1975, № 6, с. 812—821.
20. Кадик А.А., Френкель М.Я. Термодинамика декомпрессии водосодержащих магматических расплавов (на примере системы альбит—H₂O) и роль понижения давления в механизме магнезиализации. — Геохимия, 1980, № 3, с. 307—334.
21. Кадик А.А., Френкель М.Я. Магмообразование, сопряженное с декомпрессией пород коры и мантии в присутствии летучих компонентов. — Геохимия, 1980, № 4, с. 467—494.
22. Кадик А.А., Хитаров Н.И. Возможные пределы некоторых видов массо-

- обмена с магмами. — Геохимия, 1966, № 9, с. 1019–1033.
23. *Кадик А.А., Хитаров Н.И.* Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла и вещества. — Геохимия, 1968, № 6, с. 651–665.
 24. *Кадик А.А., Эгглер Д.Х.* Режим воды и углекислоты при образовании и дегазации кислых магм. — Геохимия, 1976, № 8, с. 1167–1175.
 25. *Кадик А.А., Ярошевский А.А.* О физических условиях магматизма. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, ч. 1, с. 184–189.
 26. *Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Оценка реальности седиментационной модели. — Геохимия, 1979, № 4, с. 488–508.
 27. *Коржинский Д.С.* Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56–69.
 28. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: МГК конгресс. XXIII сес. Докл. сов. геол. Программа № 18. М.: Наука, 1968.
 29. *Котина Р.П., Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Модель тепловой эволюции системы с экзотермическими реакциями и некоторые вопросы палингенеза. — Геохимия, 1969, № 11, с. 1370–1378.
 30. *Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 277 с.
 31. *Любимова Е.А., Проль Р.И.* Геотермическая модель мексиканского вулканического пояса. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 5, с. 32–39.
 32. *Базарова Т.Ю., Бакуленко И.Т., Костюк В.П.* и др. Магматогенная кристаллизация по данным изучения включений расплавов. Новосибирск: Наука, 1975. 232 с.
 33. *Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965.
 34. *Мельник Ю.П.* Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенеза. Киев: Наукова думка, 1978. 152 с.
 35. *Менерт К.* Мигматиты и происхождение гранитов/Пер. с англ. В.Н. Андреева, П.П. Смолина; Под. ред. В.П. Петрова М.: Мир, 1971. 327 с.
 36. *Моисеенко Ф.С.* К обоснованию модели земной коры складчатых областей. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири/Под ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск: Наука, 1969, с. 41–55.
 37. *Наумов В.Б., Поляков А.И.* Термодинамические исследования включений в минералах пород базальт-риолитового ряда рифтовой зоны Исландии. — Геохимия, 1974, № 5, с. 701–707.
 38. *Остапенко Г.Т.* Термодинамика негидростатических систем и ее применение в теории метаморфизма. Киев: Наукова думка, 1977. 239 с.
 39. *Перчук Л.Л.* Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 317 с.
 40. *Поляков А.И., Ильин Н.П., Муравьева Н.С.* Условия кристаллизации пород риолит-базальтовой ассоциации Исландии (по данным состава минералов-вкрапленников и коэффициентов распределения). — Геохимия, 1976, № 7, с. 963–982.
 41. *Пугин В.А., Хитаров Н.И.* Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М.: Наука, 1978. 172 с.
 42. *Пучков Е.П., Бороздин Ю.Г.* Морфология некоторых гранитоидных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири/Под ред. Э.Э. Фотиади. Новосибирск: Наука, 1969, с. 116–148.
 43. *Раст Н.* Зарождение, подъем и становление магм. — В кн.: Механизм интрузий магм/Под ред. Дж. Ньюолла, Н. Раст. М.: Мир, 1972, с. 284–310.
 44. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность/Пер. с англ. Л.Г. Кваша; Под ред. В.И. Влодавца. М.: Мир, 1964. 437 с.
 45. *Робертс Дж.* Моделирование механизма внедрения плутонических тел. — В кн.: Механизм интрузий магм/Под ред. Дж. Ньюолла, Н. Раст. М.: Мир, 1972, с. 230–283.
 46. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11.
 47. *Смирнов Я.Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклиналей. — В кн.: Энергетика геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 52–74.

48. *Соболев В.С.* Строение верхней мантии и способ образования магм. — В кн.: Чтения им. В.И. Вернадского, XIII. М.: Наука, 1973. 34 с.
49. *Соболев В.С.* Образование магм магматических пород. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1976, с. 112–147.
50. *Соболев В.С., Бакуленко И.Т., Добрецов И.Л.* и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса. — *Геохимия и геофизика*, 1970, № 4, с. 24–35.
51. *Соболев В.С., Добрецов И.Л., Соболев Н.В., Хлестов В.В.* Связь процессов магмообразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры в верхней мантии. — В кн.: Вопросы кристаллохимии и эндогенного минералообразования. Л.: Наука, 1967.
52. *Соболев В.С., Добрецов И.Л., Хлестов В.В.* Режим H_2O и CO_2 при прогрессивном региональном метаморфизме. — *ДАН СССР*, 1966, т. 166, № 2.
53. *Утнасин В.К., Абдурахманов А.И., Аносов Г.И.* и др. Глубинное строение Ключевской группы вулканов и проблема магматических очагов. — *Сов. геология*, 1974, № 3, с. 36–54.
54. *Файф Х.* Несколько мыслей о гранитных магмах. — В кн.: Механизм интрузий магм/Под ред. Дж. Ньюолла, Н. Раст. М.: Мир, 1972, с. 173–186.
55. *Федотов С.А.* Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам. — *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1976, № 6, с. 5–16.
56. *Федотов С.А.* О вязком нагревании магм и лав при течении, диаметрах астеносферных магматических колонн, скоростях подъема и дифференциации магм в них под вулканами островных дуг. — *Вулканология и сейсмология*, 1979, № 1, с. 5–15.
57. *Федотов С.А.* О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов. — *Вулканология и сейсмология*, 1980, № 4, с. 3–33.
58. *Федотов С.А., Фарберов А.И.* Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районах Авачинской группы вулканов. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966, с. 43–48.
59. *Френкель М.Я.* Формулировка и алгоритм решения на ЭВМ системы уравнений переноса тепла и вещества в процессе становления пластовой интрузии. — *Геохимия*, 1978, № 4, с. 547–589.
60. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. Диффузионный механизм переноса тепла и вещества. — *Геохимия*, 1976, № 8, с. 1197–1203.
61. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Конвекция и условия замерзания. — *Геохимия*, 1976, № 11, с. 1624–1632.
62. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Математическое моделирование термике и дифференциации пластовой интрузии с учетом осаждения твердых фаз. — *Геохимия*, 1978, № 5, с. 643–668.
63. *Хитаров Н.И., Пугин В.А.* Зависимость температуры начала оплавления песчано-сланцевых образований от давления. — *Геохимия*, 1962, № 4.
64. *Ярошевский А.А.* О дифференциации магм в гравитационном поле. — В кн.: Проблемы петрологии мантии. М.: Наука, 1979, с. 12–22.
65. *Anderson D.L., Perkins P.C.* A plate tectonics model involving nonlaminar asthenospheric flow to account for irregular patterns of magmatism in The Southwestern United States. — *Phys. Chem. Earth*, 1975, vol. 9, p. 113–122.
66. *Anderson D.L., Sammis C.* The low velocity zone. — *Geofis. Intern.*, 1969, vol. 9, p. 3–19.
67. *Anderson D.L., Sammis C.* Partial melting in the upper mantle. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 41–50.
68. *Ault W.V., Eaton I.P., Richler D.H.* Lava temperature in the 1959 Kilauea eruption and cooling lake. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1961, vol. 72, p. 791–794.
69. *Bacon C.R., Carmichael I.S.E.* Stage in the T - P -path of ascending basalts

- magma: An example from San Quintin Baja California. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1973, vol. 41, p. 1–22.
70. *Bean R.I.* Relations of granitic anomalies to the geology of Central Vermont and New Hampshire. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1953, vol. 64, N 5.
 71. *Belousov V.V.* Modern concepts of the structure and development of the Earth's crust and the upper mantle of continents. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1966, vol. 122, p. 293.
 72. *Birch F.* Density and composition of the upper mantle, first approximation as an olivine layer. — In: *The Earth's crust and upper mantle*/Ed. P.I. Hart. — *Amer. Geophys. Union. — Geophys. Monogr.*, 1969, vol. 13, p. 18–36.
 73. *Birch F.* Interpretations of the low-velocity zone. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 3, p. 178–181.
 74. *Boettcher A.L.* Volcanism and orogenic belts — the origin of andesites. — *Tectonophysics*, 1973, vol. 17, p. 223–240.
 75. *Boettcher A.L.* — In: *High pressure research application in geophysics*. N.Y.: Acad. Press, 1977.
 76. *Boettcher A.L., Wyllie P.J.* Melting of granite with excess water to 30 kilobars pressure. — *J. Geol.*, 1968, vol. 76, p. 235.
 77. *Bott M.H.P.* The granite layer. — *Geophys. J.*, 1961, vol. 5, p. 207.
 78. *Bott M.H.P.* Formation of oceanic ridges. — *Nature*, 1965, vol. 207, p. 840.
 79. *Bottinga J., Allegre C.* Geophysical, petrological and geochemical models of the ocean lithosphere. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 32, p. 9–59.
 80. *Bowen N.L.* The evolution of the igneous rocks. N.Y.: Princeton Univ. Press, 1928.
 81. *Boyd F.R.* Ultramafic nodules from the Frank Smith kimberlite pipe, South Africa. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1973, vol. 72, p. 431–445.
 82. *Boyd F.R., England J.L.* Effect of pressure on the melting of diopside, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$, and albite, $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ in the range up to 50 kbar. — *J. Geophys. Res.*, 1963, vol. 68, p. 311–323.
 83. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Structure of the upper mantle beneath Lesotho. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1973, vol. 72, p. 431–445.
 84. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Structure of the upper mantle beneath Lesotho. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, vol. 72, p. 931–995.
 85. *Bradley R.S.* Thermodynamic calculations of phase equilibrium involving fused salts. Pt II. Solid solutions and application to the olivine. — *Amer. J. Sci.*, 1962, vol. 260, p. 550–554.
 86. *Buddington A.F.* Granite emplacement with special reference to North America. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1957, vol. 70, p. 671–747.
 87. *Burnham C.W., Davis N.F.* The role of H_2O in silicate melts. I. P – V – T relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – H_2O to 10 kbar and 1000°C . — *Amer. J. Sci.*, 1971, vol. 270, p. 54–79.
 88. *Burnham C.W., Davis N.F.* The role of H_2O in silicate melts. II. Thermodynamic and phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – H_2O to 10 kbar, 700° to 1000°C . — *Amer. J. Sci.*, 1974, vol. 274, p. 902–940.
 89. *Burnham C.W., Jahns R.H.* A method for determination the solubility of water in silicate melts. — *Amer. J. Sci.*, 1962, vol. 260, N 10.
 90. *Canthorn R.G.* Degrees of melting in mantle diapirs and the origin of ultrabasic liquids. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1975, vol. 27, p. 113–120.
 91. *Carmichael I.S.E., Turner F.J., Verhoogen J.* Igneous petrology. N.Y.: McGraw-Hill Book Co., 1974. 739 p.
 92. *Clark S.R., Ringwood A.E.* Density distribution and constitution of the mantle. — *Rev. Geophys.*, 1964, vol. 2, p. 35–88.
 93. *Daly R.* The mechanism of igneous intrusion. — *Amer. J. Sci.*, 1903, vol. 15, p. 269.
 94. *Daly R.A.* The nature of volcanic action. — *Proc. Amer. Acad. Arts Sci.*, 1913, vol. 47, p. 48–122.
 95. *Daly R.A.* Igneous rocks and depth of the Earth. N.Y.: McGraw-Hill Book Co., 1933.
 96. *Day A.L., Shepherd E.S.* Water and volcanic activity. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1913, vol. 74, p. 573–606.
 97. *Eaton J.P., Christiansen R.L., Jyer H.M.* et al. Magma beneath Yellowstone National Park. — *Science*, 1975, vol. 188, p. 787–796.
 98. *Eggler D.H.* Does CO_2 cause partial melting in the low-velocity layer on the mantle? — *Geology*, 1976, vol. 2, p. 69–72.

99. Egger D.H. The principle of the zone of invariant vapor: An example in the system $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ and implication for the mantle solidus. — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1977, vol. 76, p. 428–438.
100. Egger D.H. The effect of CO_2 upon partial melting of peridotite in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{CO}_2$ to 35 kbar with analysis of melting in peridotite- $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ system. — *Amer. J. Sci.*, 1978, vol. 278, p. 305–343.
101. Egger D.H., Kadik A.A. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ to 20 kbar pressure: I Compositional and thermodynamic relations of liquids and vapours coexisting with albite. — *Amer. Mineral.*, 1979, vol. 64, p. 1036–1048.
102. Egger D.H., Mysen B.O., Holloway J.R., Hoering T.C. Fluids in the system $\text{C}-\text{O}$ in equilibrium with graphite at high pressures: fluid species, solubilities in silicate melts and effects on silicate phase relations. — *Carnegie Inst. Wash., Yearb.*, 1977, vol. 76, p. 446–454.
103. Ewart A., Green D.C., Carmichael I.S.E., Brown F.U. Voluminous of low temperature rhyolitic magmas in New Zealand. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1971, vol. 33, p. 128–144.
104. Ewart A., Hildreth M., Carmichael I.S.E. Quaternary acid magma in New Zealand. — *Carnegie Inst. Mineral. and Petrol.*, 1975, vol. 51, p. 1–27.
105. Forsyth D.W., Press F. Geophysical tests of petrological models of the spreading lithosphere. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 7963–7979.
106. Frank F.C. Two-component flow model for convection in the Earth's upper mantle. — *Nature*, 1968, vol. 220, p. 350–352.
107. Frey F.A., Bryan W.B., Thompson G. Atlantic ocean floor: geochemistry and petrology of basalt from legs 2 and 3 of deep-sea drilling project. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, p. 5507–5527.
108. Fujii N., Uyeda S. Thermal instabilities during flow of magma in volcanic conduits. — *J. Geophys. Res.*, 1974, vol. 79, N 23, p. 3367–3369.
109. Goranson R.W. Some notes of the melting of granite. — *Amer. J. Sci.*, 1932, vol. 23, p. 227–236.
110. Goranson R.W. Silicate-water systems: phase equilibria in the $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8-\text{H}_2\text{O}$ and $\text{KAlSi}_3\text{O}_8-\text{H}_2\text{O}$ systems at high temperatures and pressures. — *Amer. J. Sci.*, 1978, Day Volume, vol. 35A, p. 71–91.
111. Green D.H., Hibberson W. Experimental duplication of conditions of percolation of high-pressure phenocrysts in basaltic magma. — *Phys. Earth and Planet. Interiors*, 1970, N 3.
112. Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magma. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1967, vol. 15, p. 103–190.
113. Green D.H., Ringwood A.E. Genesis of calc-alkaline igneous rock suite. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1968, vol. 18, p. 105–162.
114. Green H.W. A CO_2 charged asthenosphere. — *Nature*, 1972, vol. 238, p. 2–5.
115. Griggs D.T. High pressure phenomena with application to geophysics. — In: *Modern physics for the engineer*/Ed. L.H. Ridenour. N.Y.: McGraw-Hill Book Co., 1954. 499 p.
116. Griggs D.T., Handin J. Observation on fracture and a hypothesis of earthquakes. — In: *Rock deformation*/Ed. D. Griggs, J. Handin. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1960, vol. 79, p. 347–364.
117. Griggs D.T. The sinking lithosphere and the focal mechanism of the deep earth quakes. — In: *The Nature of the solid earth*/Ed. E.C. Robertson. N.Y.: McGraw-Hill, 1972. 677 p.
118. Grout F.F. Scale models of structures related to batholiths. — *Amer. J. Sci.*, 1945, vol. 243A, p. 260.
119. Grout F.F. Origin of granite. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1948, vol. 28, p. 45–54.
120. Hardel H.C., Larson D.W. Viscous dissipation effects in magma conduits. — *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 1977.
121. Harris D.M. Ascent and crystallization of albite and granitic melts saturated with H_2O . — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, p. 451–459.
122. Harris P.G. Zone refining and the origin of potassic basalts. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1957, vol. 12, p. 195–208.

123. *Harris P.G., Kennedy U.Q., Scarfe C.M.* Volcanism versus plutonism. The effect of chemical composition. — In: Mechanism of igneous intrusions/Ed. G. Newall, N. Rast. Liverpool: Gallery Press, 1969. 380 p.
124. *Heiming R.F., Carmichael I.S.E.* High temperature pumice flows from the Rabaul caldera, Papua, New Guinea. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, vol. 38, p. 1–20.
125. *Helz R.T.* Phase relations of basalts in their melting ranges of $P_{H_2O} = 5$ kbar. Part II. Melt composition. — *J. Petrol.*, 1976, vol. 17, part 2, p. 139–193.
126. *Hess H.H.* Sirpentiner orogeny and epeirogenesis. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1955, vol. 62, p. 391–408.
127. *Hill R.E., Boettcher A.L.* Water in the earth's mantle: Melting curves of basalt — water and basalt–water–carbon dioxide. — *Science*, 1970, vol. 167, p. 980.
128. *Holloway I.R., Burnham C.W.* Melting relations and basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. — *J. Geol.*, 1972, vol. 13, N 4, p. 1–29.
129. *Holmes A.* Principles of physical geology. N.Y.: Roland Press Co., 1945. 532 p.
130. *Irving A.J., Wyllie P.J.* Subsolidus and melting relationships for calcite, magnesite, and join $CaCO_3$ – $MgCO_3$ to 36 kbar. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1975, vol. 39, p. 35–53.
131. *Jordan T.H.* The continental tectosphere. — *Rev. Geophys. Space Phys.*, 1975, vol. 13, N 3, p. 1–12.
132. *Kadik A.A., Eggler D.H.* Melt–vapour relations on the join $NaAlSi_3O_8$ – H_2O – CO_2 . — *Carnegie Inst. Wash. Yearb.*, 1975, vol. 74, p. 479–484.
133. *Kadik A.A., Khitarov N.I.* Influence of water on melting of silicates at high pressure. — *Phys. Earth and Planet. Interiors*, 1970, vol. 3, p. 343–347.
134. *Kadik A.A., Yaroshevsky A.A.* A physical model of planetary magmatism. — *Geothermics*, 1972, vol. 1, p. 124–131.
135. *Kennedy W.Q., Anderson E.M.* Crystal layers and the origin of magmas. — *Bull. Volcan. Ser. 2*, 1938, vol. 3, p. 23–32.
136. *Knopoff L.* Observation and inference of surface — wave dispersion. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 13, p. 497–519.
137. *Kubota S., Berg E.* Evidence magma in the Katamai volcanic range. — *Bull. Volcan.*, 1967, vol. 31, p. 175–214.
138. *Kuno H.* Lateral variation of basalt magma across continental margins and island arcs. — *Bull. Volcan.*, 1966, vol. 29, p. 195.
139. *Kushiro I.Y.S., Akimoto S.* Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures. — *J. Geophys. Res.*, 1968, vol. 73, p. 6023.
140. *Lambert I.B., Wyllie P.J.* Stability of hornblende and model for the low velocity zone. — *Nature*, 1968, vol. 219, p. 1240–1241.
141. *Lambert I.B., Wyllie P.J.* Melting in the deep crust and upper mantle and nature of the low-velocity layer. — *Phys. Earth and Planet. Interiors*, 1970, vol. 3, p. 316.
142. *Lambert I.B., Wyllie P.J.* Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, p. 693.
143. *Leeds A.R., Knopoff L., Kausel E.G.* Variations of upper mantle structure under the Pacific Ocean. — *Science*, 1974, N 186, p. 141–143.
144. *Lopez-Escobar L.F.A., Frey F.A., Vergard M.* Andesites and high-alumina basalts from the Central–South Chile. And: geochemical evidence bearing on their petrogenesis. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1977, vol. 63, p. 199–228.
145. *Maaloe S.* Quantitative aspects of fractional crystallization of major elements. — *J. Geol.*, 1978, vol. 84, p. 81–96.
146. *McGregor I.D., Basu A.R.* Thermal structure of the lithosphere: a petrologic model. — *Science*, 1974, vol. 185, p. 1007–1011.
147. *Machado F.* The Messina earthquake of 1908 and magmochamber of Et-na. — *Bull. Volcan.*, 1965, vol. 28, p. 375.
148. *Malahoff A., Wollard G.P.* Magnetic measurements over the Hawaii rige and their volcanological implications. — *Bull. Volcan.*, 1966, vol. 29, p. 735.
149. *March B.D.* Some Aleutian andesi-

- tes: their nature and source. — J. Petrol., 1976, vol. 84, p. 27–45.
150. *Marcier J.C.* Single pyroxene geothermometry and geobarometry. — Amer. Mineral., 1976, vol. 64, p. 603–615.
 151. *Marcier J.C., Carter N.L.* Pyroxene geotherms. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, p. 3349–3362.
 152. *McBirney A.R.* Genetic relations of volcanic rocks of the Pacific Ocean. — Geol. Rdsch., 1967, Bd. 57, S. 21–33.
 153. *McKenzie D.P.* Some remarks of heat flow and gravity anomalies. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, p. 6261–6273.
 154. *Millhollen G.Z.* Melting of nepheline syenite with H_2O and $H_2O + CO_2$, and the effect of dilution of the aqueous phase on the beginning of melting. — Amer. J. Sci., 1971, vol. 270, p. 244–254.
 155. *Miner J.W., Toksöz M.N.* Thermal regime of downgoing slab and new global tectonics. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 1397–1419.
 156. *Murase T., Suzuki T.* Ultrasonic velocity of longitudinal waves in molten rocks. — J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 7, 1966, vol. 2, p. 273–285.
 157. *Mysen B.O.* The role of volatiles in silicate melts: Solubility of carbon dioxide and water in feldspar, pyroxene, and feldspathoid melts to 30 kbar and 1625°C. — Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, p. 969–996.
 158. *Mysen B.O., Arculus R.J., Eggler D.H.* Solubility of carbon dioxide in melts of andesite, tholeiite and olivine nephelinite composition to 30 kbar pressure. — Contribs Mineral. and Petrol., 1975, vol. 53, p. 227–239.
 159. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of a hydrous mantle. I. Phase relations in natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen. — J. Petrol., 1975, vol. 16, p. 520–548.
 160. *Mysen B.O., Boettcher A.L.* Melting of hydrous mantle. II. Geochemistry of crystals and liquids formed by anatexis of mantle peridotite at high pressures and high temperatures as a function of controlled activities of water, hydrogen and carbon dioxide. — J. Petrol., 1975, vol. 16, p. 549–590.
 161. *Mysen B.O., Eggler D.H., Seitz M.G., Holloway J.R.* Carbon dioxide in silicate melts and crystals. I. Solubility measurements. — Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, p. 455–479.
 162. *Mysen B.O., Popp R.K.* Solubility of sulfur in silicate melts as a function of f_{S_2} and silicate bulk composition at high pressures. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1978, N 77, p. 709–713.
 163. *Nakamura Y.* The system $CO_2-H_2O-H_2$ at 15 kbar. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1974, vol. 73, p. 259–263.
 164. *Newton R.C., Sharp W.E.* Stability of forsterite + CO_2 and its bearing on the role CO_2 in the mantle. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, p. 239–244.
 165. *Nicholls I.A., Ringwood A.E.* Effect of water on olivine stability in tholeiites and the product of silica – saturated magmas in the island – are environment. — J. Geol., 1973, vol. 81, p. 285–300.
 166. *Oxburgh E.R., Turcotte D.L.* Mid-ocean ridges and geotherm distribution during mantle convection. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, p. 2643–2661.
 167. *Oxburgh E.R., Turcotte D.L.* Thermal structure of island arcs. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1970, vol. 81, p. 1605–1668.
 168. *Parker R., Oldenburg D.* Thermal model of ocean ridge. — Nature, 1974, vol. 242, p. 137–139.
 169. *Ramberg H.* Mantle diapirism and its tectonic and magmatic consequences. — Phys. Planet. Interiors, 1972, vol. 5, p. 45–68.
 170. *Rumble D.* The adiabatic gradient and adiabatic compressibility. — Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1976, vol. 75, p. 651–656.
 171. *Ray R.W.* Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas. — In: Island Arcs, deep Sea trench and Black Arc Basins/Ed. M. Talwani, W.C. Pitman. Wash. D.C.: Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. I., p. 229–242.
 172. *Ringwood A.E.* Composition and petrology of the Earth's mantle. N.Y.: McGraw-Hill, 1975. 269 p.
 173. *Robie R.A., Waldbaum D.R.* Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15°K (25°C) and one atmosphere (1.013 bars). —

- U.S. Geol. Surv. Bull., 1968, N 1259, p. 256.
174. *Rosenhauer M.* Effect of pressure on the melting. Enthalphy of diopside under dry and H_2O - saturated conditions. - Carnegie Inst. Wash., Yearb., 1976, vol. 75, p. 648-651.
 175. *Rosenhauer M., Eggler D.H.* Solution of H_2O and CO_2 in diopside melt. - Carnegie Inst. Wash. Yearb., 1975, vol. 74, p. 474-479.
 176. *Rosenhauer M., Woerman E., Knecht B., Ulmer C.G.* Stability of graphite and diamond as a function of the oxygen fugacity in the mantle. - In: The second international kimberlite conference (abstr.), Bishop's Lodge, Santa Fe, New Mexico, 1977, Oct. 3-7.
 177. *Sclar C.B.* High pressure studies in the system $MgO-SiO_2-H_2O$. - Phys. Earth and Planet. Inter., 1970, N 3, p. 333.
 178. *Sclater J.G., Francheteau J.* The implications of terrestrial heat-flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the Earth. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, vol. 20, p. 509-512.
 179. *Shankland T.J., Waloff H.S.* Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle. - J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, N 33, p. 5409-5417.
 180. *Shaw H.R.* Rheology of basalt in the melting range. - J. Petrol., 1969, vol. 10, p. 510-535.
 181. *Shaw H.R.* Mantle convection and volcanic periodicity in the Pacific, evidence for Hawaii. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, p. 1505-1526.
 182. *Shimazu Y.A.* A thermodynamical aspect at the Earth's interior - physical interpretation of magmatic differentiation process. - J. Earth Sci., Nagoya Univ., 1959, vol. 7, p. 1-34.
 183. *Sleep N.H.* Sensitivity of heat flow and gravity to the mechanism of sea-floor spreading. - J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, p. 542-549.
 184. *Sleep N.H.* Segregation of magma from a mostly crystalline mush. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1974, vol. 85, p. 1225-1232.
 185. *Sleep N.H.* Stress and flow beneath Island Arcs. - Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, vol. 42, p. 827-857.
 186. *Solomon S.C.* Geophysical constraints on radial and lateral temperature variations in the upper mantle. - Amer. Mineral., 1976, vol. 61, p. 788-803.
 187. *Spetzler H., Anderson D.L.* The effect of temperature and partial melting on velocity and attenuation in a simple binary system. - J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, p. 6051-6060.
 188. *Stern C.A., Huang W.L., Wyllie P.J.* Basalt-andesite-rhyolite- H_2O : crystallization intervals with excess H_2O and H_2O - undersaturated liquids surfaces to 38 kbar with implications for magma genesis. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 26, p. 189-196.
 189. *Stern C.A., Wyllie P.J.* Phase compositions through crystallization interval in basalt-andesite- H_2O at 30 kbar with implications for subduction zone magmas. - Amer. Mineral., 1978, vol. 63, N 7/8, p. 641-663.
 190. *Stewart D.B.* Four phase curve in the system $CaAl_2Si_2O_8-SiO_2-H_2O$ between 1 and 10 kbar. - Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., 1967, Bd. 47, S. 35.
 191. *Tozer D.C.* Towards a theory of thermal convection. - In: The Earth's Mantle/Ed. T.F. Gaskell. N.Y.: Academic, 1967.
 192. *Touret J.* Le facies granulite' en Norvege meridionale. II. Les indusions fluids. - Lithos, 1971, vol. 4, p. 423.
 193. *Turcotte D.L., Ahern J.L.* Magma production and migration within the moon. - Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. 9th, 1978, p. 307-318.
 194. *Turcotte D.L., Ahern J.L.* A porous flow model for magma migration in the asthenosphere. - J. Geophys. Res., 1978, vol. 83, p. 767-772.
 195. *Turcotte D.L., Oxburgh E.R.* Mantle convection and the new global tectonics. - Annu. Rev. Fluid Mech., 1972, vol. 4, p. 33-38.
 196. *Tuttle O.F., Bowen N.L.* Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, vol. 74, p. 153.
 197. *Uffen R.I.* On the origin of rock magma. - J. Geophys. Res., 1959, vol. 64, p. 117.
 198. *Verhoogen J.* Petrological evidence of temperature distribution in the mantle of earth. - Trans. Amer. Geophys. Union, 1954, vol. 35, p. 85-92.

199. *Verhoogen J.* Possible temperature in the oceanic upper mantle and the formation of magma. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, vol. 84, p. 515–522.
200. *Waff H.S., Bulan J.R.* Fluid distribution in partially molten, "pyrolite". — *EOS (abstr.)*, 1977, vol. 58, p. 535.
201. *White R.W.* Ultramafic inclusions basaltic rocks from Hawaii. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1966, vol. 12, N 3, p. 41–43.
202. *Winkler H.G.F.* Viel Basalt und wenig Gabbro wenig Phyolite und viel Granite. — *Beitr. Mineral. und Petrogr.*, 1962, Bd. 8, S. 222.
203. *Wood B.J., Carmichael I.S.E.* P_{total} $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and occurrence of cummingtonite in volcanic rocks. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1973, vol. 40, p. 149–158.
204. *Wyllie P.J.* Ultramafic rocks and the upper mantle. — In: *Fifth Anniversary Symp./Ed. B.A. Morgan. Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1970, N 3.
205. *Wyllie P.J.* Role of water in magma generation and initiation of diapiric uprise in the mantle. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 1328–1338.
206. *Wyllie P.J.* The dynamic earth. N.Y. etc.: J. Wiley and Sons, 1971. 416 p.
207. *Wyllie P.J.* Mantle fluid composition buffered by carbonates in peridotite — CO_2 — H_2O . — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, p. 187–207.
208. *Wyllie P.J.* Magmas and volatile components. — *Amer. Mineral.*, 1979, vol. 64, p. 469–500.
209. *Wyllie P.J., Huang W.L.* Peridotite, kimberlite and carbonatite explained in the system CaO — MgO — SiO_2 — CO_2 . — *Geology*, 1975, vol. 3, p. 621–624.
210. *Wyllie P.J., Huang W.L.* Carbonation and melting reaction in the system CaO — MgO — SiO_2 — CO_2 at mantle pressures with geophysical and petrological applications. — *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1976, vol. 54, p. 79–107.
211. *Wyllie P.J., Tuttle O.F.* The system CaO — CO_2 — H_2O and the origin of carbonatites. — *J. Petrol.*, 1960, vol. 1, p. 60–85.
212. *Yoder H.S., Jr.* Change of melting point of diopside with pressure. — *J. Geol.*, 1952, vol. 60, p. 364–374.
213. *Yoder H.S., Jr., Kushiro I.* Melting of a hydrous phase: Phlogopite. — *Amer. J. Sci.*, 1969, vol. 267—A, p. 558.
214. *Yoder H.S., Jr., Tilley C.E.* Origin of basalts magmas, an experimental study of natural and synthetic rocks systems. — *J. Petrol.*, 1962, vol. 3, p. 342–532.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
<i>Глава 1</i>	
ПРОБЛЕМЫ МАГМООБРАЗОВАНИЯ	6
Источники тепла для плавления	6
Механизмы миграции и аккумуляции магматических жидкостей в областях частичного плавления.	9
Механизмы интрузивной деятельности магм	10
Факторы эволюции состава магм	13
<i>Глава 2</i>	
УСЛОВИЯ ПЛАВЛЕНИЯ СИЛИКАТОВ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ	18
Плавление при отсутствии летучих компонентов	18
Влияние воды на плавление	19
Влияние углекислоты на плавление	23
Плавление в присутствии смеси ($H_2O + CO_2$)	25
Влияние других летучих компонентов на плавление.	26
Энтальпия плавления	27
<i>Глава 3</i>	
ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ И ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМ	30
Глубины формирования вулканических очагов	30
Зона пониженных скоростей верхней мантии как область возникновения плавления.	31
Температурный режим в верхней мантии как условие возникновения плавления.	33
Связь магмообразования с подъемом вещества верхней мантии	38
Некоторые исходные данные об условиях гранитообразования в коре	39
<i>Глава 4</i>	
ТЕРМОДИНАМИКА И ДИНАМИКА ПЛАВЛЕНИЯ В УСЛОВИЯХ АДИАБАТИЧЕСКОЙ ДЕКОМПРЕССИИ ВЕЩЕСТВА	41
Модель процесса	42
Адиабатичность процесса подъема частично расплавленного глубинного материала.	44
Техника расчетов	46
Основные особенности формы адиабат в системе альбит-вода	54
Декомпрессия в случае систем силикат- CO_2 - H_2O	60
Декомпрессия как механизм формирования магматических расплавов	66
<i>Глава 5</i>	
ДЕКОМПРЕССИЯ ПОРОД КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАК МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМ: РОЛЬ ЛЕТУЧИХ КОМПОНЕНТОВ	82
Условия плавления коры и верхней мантии при декомпрессии пород	82
Особенности магмообразования в верхней мантии по сравнению с магмообразованием в коре	89
Условия подъема продуктов частичного плавления коры и мантии к поверхности Земли	90
Развитие зоны частичного плавления и эволюция магм	94
Глубина формирования вулканических очагов	99
Зависимость магмообразования от тектонической обстановки процесса	99
Соотношение температуры лав на поверхности с температурой в областях магмообразования	100
Ультраосновные включения в базальтах — какому процессу соответствует их образование?	104
Магмообразование на ранних этапах эволюции Земли в условиях ее интенсивной дегазации	108
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.	109
ЛИТЕРАТУРА	111

1 р. 40 к.

3818